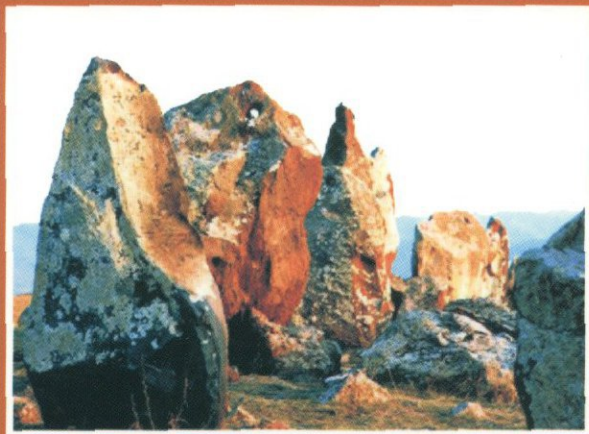


НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК РЕСПУБЛИКИ
АРМЕНИЯ
ИНЖЕНЕРНАЯ АКАДЕМИЯ АРМЕНИИ
ЦЕНТР ОХРАНЫ НЕДР

КАРАПЕТЯН А.И.
ГУЮМДЖЯН О.П., ШАГИНЯН Г.В.

**ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ
СИСИАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА
(Южная Армения)**

Серия: Рациональное использование рудного сырья
и эффективное освоение недр Армении



ЕРЕВАН
ГЕОИД
2010

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК РЕСПУБЛИКИ
АРМЕНИЯ
ИНЖЕНЕРНАЯ АКАДЕМИЯ АРМЕНИИ
ЦЕНТР ОХРАНЫ НЕДР



**КАРАПЕТЯН А.И.
ГУЮМДЖЯН О.П., ШАГИНЯН Г.В.**

**ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ
СИСИАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА
(Южная Армения)**

Серия: Рациональное использование рудного сырья
и эффективное освоение недр Армении

Выпуск 10

ЕРЕВАН
ГЕОИД
2010

УДК 622
ББК 26.325
К 213

Печатается по решению Президиума Инженерной академии
Армении и редакционного совета Центра охраны недр

Р е ц е н з е н т : лауреат Государственных премий СССР и
Республики Армения, доктор геологических наук,
академик ИА Армении П.Г. Алоян

Карапетян А.И.

К 213 Геология и металлоносность Сисианского рудного района
(Южная Армения). Серия: Рациональное использование
рудного сырья и эффективное освоение недр Армении /
А.И. Карапетян, О.П. Гуюмджян, Г.В. Шагинян; НАН РА;
ИАА; ЦОН.- Ер.: ГЕОИД, 2010
Выпуск 10.- 467с.

Настоящее издание является крупным уникальным обобщением по геологическому строению и металлоносности Сисианского рудного района южной Армении. В работе впервые детально рассматриваются особенности геологического строения, петрография, минералогия и возраст магматических, метаморфических и метасоматических пород, вторичные ареолы и потоки рассеяния металлов, закономерности размещения месторождений полезных ископаемых и дается прогнозная оценка сырьевых ресурсов и перспективы по их рациональному и комплексному использованию.

Книга рассчитана для широкого круга специалистов, студентов, научных работников, инвесторов и предпринимателей.

ISBN 978-99941-962-8-9

УДК 622
ББК 26.325

© Карапетян А.И. и др., 2010

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ
ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԴԱՐՏԱՐԱԳԻՏԱԿԱՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԸՆԴԵՐՔԻ ՊԱՀՊԱՆՈՒԹՅԱՆ ԿԵՆՏՐՈՆ

Կարապետյան Ա.Ի.
Գույումջյան Հ.Պ., Շահինյան Հ.Վ.

ՍԻՄԻԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ
ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ ՄԵՏԱՂԱԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆԸ
(Հարավային Հայաստան)

Մատենաշար՝ Հայաստանի հանքային հումքի արդյունավետ
օգտագործում և ընդերքի լիարժեք յուրացում

Երևան, ԳԵՈԻԴ, 2010

NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF ARMENIA
ENGINEERING ACADEMY OF ARMENIA
CENTER OF ENTRAIL PROTECTION

Karapetyan A.I.
Ghuyumjyan H.P., Shahinyan H.V.

GEOLOGY AND METAL-BEARING OF SISIAN ORE
REGION
(South Armenia)

Ser.: The efficient use and comprehensive subsoil
development of crude ore in Armenia

Yerevan, GEOID, 2010

Մատենաշարի պատասխանատու խմբագիր
ԽՍՀՄ և ՀՀ Պետական մրցանակների դափնեկիր,
երկրաբանական գիտությունների դոկտոր, Հայաստանի
ճարտարագիտական ակադեմիայի ակադեմիկոս
Պ.Գ. Ալոյան

Հատորի խմբագրական կոլեգիա՝
երկրաբ.գ.դ. Պ.Գ. Ալոյան (գլխավոր խմբագիր),
երկրաբ.-հանք. գ.դ. Հ.Հ. Սարկիսյան,
տեխ.գ.դ. Վ.Ռ. Իսրայելյան, երկրաբ.-հանք. գ.թ. Հ.Պ. Գույումջյան,
երկրաբ.-հանք. գ.թ. Վ.Վ. Թովմասյան,
երկրաբ.գ.թ. Հայկ Պ. Ալոյան (պատասխանատու քարտուղար)

Ответственный редактор серии
лауреат Госпремий СССР и РА, доктор геологических наук,
академик Инженерной академии Армении
П.Г. Алоян

Редакционная коллегия тома:
доктор геол.н. П.Г. Алоян (главный редактор),
доктор геол.-мин.н. О.А. Саркисян,
доктор тех.н. В.Р. Израелян, канд. геол.-мин.н. О.П. Гуюмджян,
канд. геол.-мин.н. В.В. Товмасын,
канд. геол.н. Гайк П. Алоян (ответственный секретарь).

Responsible editor of series
USSR and RA State Prizes Winner, doctor of geological sciences
academician of the Engineering Academy of Armenia
P.G. Aloyan

Editorial board of volume:
doctor of geol. s. (editor-in-chief) P.G. Aloyan,
doctor of geol.-mineral. s. H.H. Sarkisyan,
doctor of tech. s. V.R. Israelyan, Ph. of geol.-mineral. s. H.P.
Ghuyumjyan, Ph. of geol.-mineral. s. V.V. Tovmasyan,
Ph. of geol. s. Hayk P. Aloyan (responsible secretary).

ВВЕДЕНИЕ

Проблема практического использования в экономике республики закономерностей образования и размещения месторождений полезных ископаемых в земной коре продолжает оставаться важнейшей для геологической науки.

Приобретают важное значение исследования, направленные на повышение эффективности геолого-поисковых и разведочных работ, что требует разработки и внедрения в практику прогнозных работ новых, более достоверных, основанных на всесторонних научных исследованиях прогрессивных методов прогноза, поисков и разведки полезных ископаемых.

Бассейн р.Сисиан относится к числу сравнительно слабо изученных, но интересных и перспективных в отношении рудоносности территорий республики. Здесь на площади порядка 400 кв.км известны многочисленные, самые разные по размерам и степени изученности месторождения и (или) рудопроявления золотополиметаллических, реальгар-аурипигментовых, медно-молибденовых, ртутных и др. руд, различных нерудных полезных ископаемых. Из них в настоящее время разведывается только Марджанское месторождение золота.

Практическое освоение Марджанского месторождения требует расширения запасов его руд, которое может иметь важное значение не только потому, что увеличит масштабы золотодобывающей промышленности республики, но и потому, что будет способствовать созданию в Сисианском районе новой отрасли промышленности, что весьма актуально.

Для решения этой задачи авторами в 1983-1987г.г. проводились металлогенические исследования, которые позволили получить новые данные о рудоносности района, составить прогнозно-металлогеническую карту, основанную на составленной авторами геологической карте и новых данных по магматизму, метасоматическим изменениям и абсолютному возрасту пород, первичным и вторичным ореолам рассеяния, полученным путем геохимических, гидрохимических, почвенно-гидрохимических, металлометрических и биохимических исследований различных типов ландшафтов бассейна р.Сисиан.

В качестве основы прогнозно-металлогенической карты служила структурно-формационная карта изученной территории масштаба 1:25000, которая была составлена О.П. Гуюмджяном при участии других авторов настоящей работы на основании личных исследований с использованием данных, полученных различными геологическими организациями, проводившими здесь поисковые, разведочные и научно-исследовательские работы. Благодаря применению формационного анализа магматических, метасоматических, рудных и др. образований стало возможным систематизировать поисково-прогнозные критерии, выделить среди них высокоинформативные, информативные и малоинформативные для прогноза оруденения каждой конкретной рудной формации, определить участки, которые по совокупности этих критериев сходны с участками развития промышленного оруденения. Путем качественной и количественной оценки поисково-прогнозных критериев из большого числа рудопроявлений, точек рудной минерализации и аномалий выделены такие, которые наиболее перспективны в отношении промышленных концентраций руд, что обеспечило существенную локализацию площадей, где в дальнейшем должны быть концентрированы поисковые и поисково-разведочные работы.

Вместе с тем установлено, что оценка перспектив рудоносности значительной части рассматриваемой территории в настоящее время не может быть более или менее удовлетворительно осуществлена из-за недостаточной ее изученности. Это в основном северная часть территории, которая покрыта мощным почвенным слоем, поэтому для получения соответствующего каменного материала необходимо выполнить значительный объем буровых и легких горных работ.

В процессе проведенных исследований в пределах рассматриваемой территории авторами было выявлено месторождение опалитов, характеризующихся исключительно низкими содержаниями "вредных" элементов-примесей, очень низкой плотностью и микротвердостью, высокой эффективной пористостью, совершенно исключающей необходимость проведения дополнительных работ по увеличению фазового контакта "химический реагент – твердое тело". Наряду с отмеченными, выявленные опалиты характеризуются

также весьма высокой "возбуждаемостью", благодаря которой они легко входят в реакцию с соответствующими химическими реагентами, что обеспечивает рентабельную экономику. Все это дало основания скопления отмеченных опалитов выдвинуть как перспективный объект высокотехнологичного кремнеземистого сырья для проведения геологоразведочных работ [1]. Специальный отряд, начиная с 1986г., в пределах выявленного месторождения проводит геологоразведочные работы с целью подсчета запасов руд, использование которых обеспечит высокую рентабельность завода искусственного волластонита и даст начало использованию для республики минерального сырья для новых (не только для Армении) отраслей промышленности.

В настоящей работе использованы также данные по геологическому строению, магматизму и оруденению Аревис-Барцраванской зоны, полученные А.И. Карапетяном и О.П. Гуюмджяном еще в 60-х и 70-х годах при проведении специальных исследований в составе других структурных подразделений Института геологических наук.

Работа написана в 1988г., т.е. более 20 лет тому назад, но она остается востребованной, т.к. является единственной по геологии и металлоносности Сисианского рудного района. После распада СССР, провозглашения независимой Армянской республики произошли негативные явления, которые привели к полному распаду бывшей Геологической службы республики, спаду уровня научно-исследовательских работ и почти полному сокращению финансирования в этой области. За прошедшие 20 лет не произошло ничего существенного, что могло изменить сложившиеся представления о геологическом строении и металлоносности Сисианского рудного района, и поэтому, идя навстречу пожеланиям геологической общности республики и зарубежных инвесторов, публикуем эту монографию без изменений, в первозданном виде, поскольку она не потеряла свою актуальность, и надеемся, что она послужит расширению ресурсного потенциала рудного сырья Армении.

Глава 1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА БАССЕЙНА Р.СИСИАН

Район бассейна р.Сисиан охватывает часть восточного склона северного Зангезура, которая представлена главным образом экструзивными андезитовыми и андезитодацитовыми (горы Гядык – 2705м, Шахапонк – 320м, Салвард – 3161,5м), микродолеритовыми (г.Аражин – 3071,9м) куполами и вулканами, опализированными и окварцованными эксплозивными образованиями и андезитовыми экструзивами (г.Гомшатеж – 2951,5м). Восточные склоны хребта пологие, слабо расчленены, характеризуются волнисто-бугристой поверхностью водоразделов, спускаются к долине р.Воротан не очень круто, особенно в районе г.Гомшатеж и к северу от нее. К югу от г.г. Шахапонк и Аражин восточный склон Зангезурского хребта расчленен довольно глубокими долинами с V-образным поперечным профилем.

Речная сеть района принадлежит бассейну р.Воротан (рис. 1), р.Сисиан с ее притоками: Айри, Гижгет, Камрчак (Тахтакерпи), Салвард. Между руслами р.Салвард и её правым притоком Карамеч (Ташкесан) широко распространены флювиогляциальные отложения в виде конусов выноса и конечных морен. Огромные глыбы окварцованных и аргиллизированных туфов и лав, размерами до 5 х 6м, встречаются на северном склоне г.Гомшатеж, в верховьях р.Салвард, у с.Аревис (устья р.Карамеч).

1.1. Стратиграфия главнейших возрастных групп пород района.

В геологическом строении района участвуют метаморфизованные терригенные и карбонатные отложения докембрия-нижнего палеозоя (?), девона, перми, карбонатные отложения позднего мела, вулканогенно-терригенные и вулканогенные образования эоцена, вулканогенные образования и озерные отложения верхнего плиоцена и плейстоцена.

В геологическом строении района принимают участие и допалеозойские образования. Так, в юго-восточной части Зангезура Гехи-Шишкертская горст-антиклиналь сложена метаморфическими

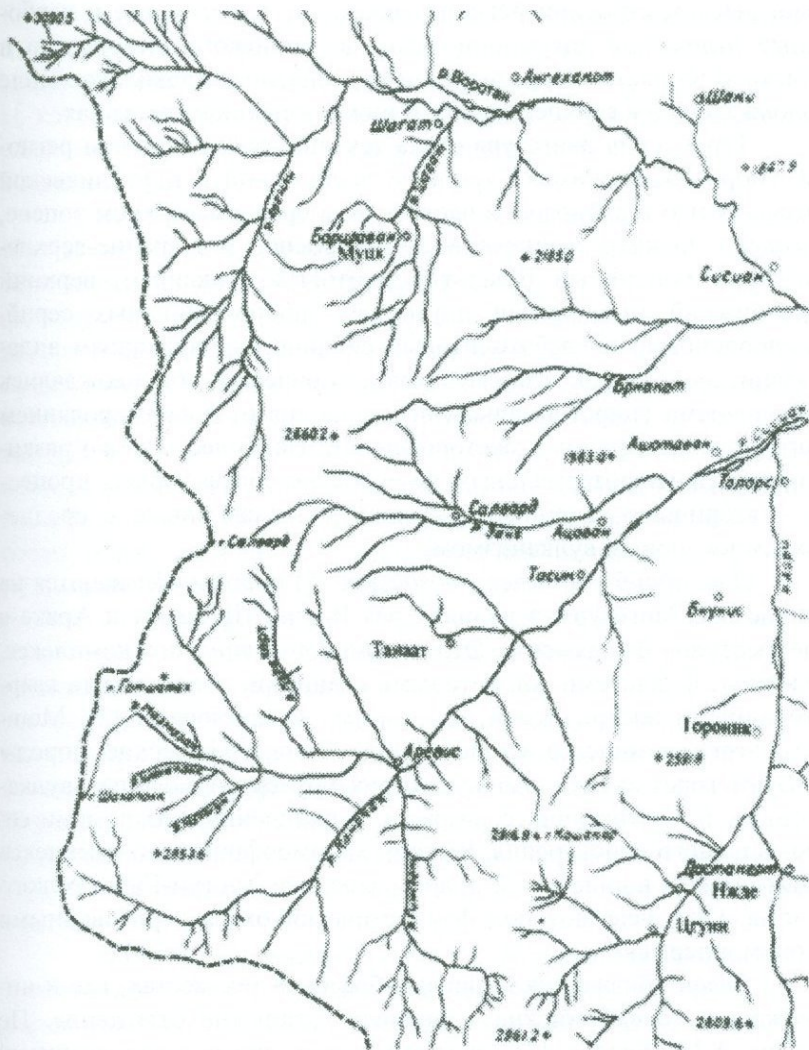


Рис. 1. Гидрографическая карта бассейна р.Сисиан.

образованиями от протерозоя до верхнепалеозойского возраста. В геологическом строении региона участвуют терригенные и карбонатные отложения докембрий-нижнепалеозойского, девонского и пермского возраста. Терригенное и карбонатное осадконакопление продолжалось и в верхнемеловом и нижнеэоценовом прогибах.

Территория Зангезура стала тектонически активным регионом, сопровождающимся бурной вулканической и plutонической деятельностью в кайнозое, в частности, в среднем-верхнем эоцене, олигоцене, нижнем миоцене и миоплицене. Это средне-верхнеэоценовый мантийный базальт-андезитовый вулканизм, верхний эоцен-нижний миоценовый плутонизм габбро-гранитных серий, миоплиоценовый послебатолитовый сиалический вулканизм андезит-дацитовой серии. Магматические процессы сопровождались интенсивными гидротермальными изменениями и формированием многочисленных рудных месторождений. Наиболее широко развиты продукты гидротермальных, фумарольно-сульфатарных процессов – вторичные кварциты и аргиллизиты, связанные с средне-верхнемиоценовым вулканизмом.

Докембрий – нижнепалеозойские (?) породы обнажаются на юго-востоке Зангезура, в долинах рек Вохчи, Шишкерт и Аракс в виде выступов фундамента. Это останцы додевонского комплекса, сложенные филлитами, хлоритовыми сланцами, полосчатыми кварцитовидными алевролитами, кварцитами и мраморами [2]. Мощность этого комплекса около 1000м. Метаморфические породы образуют горст-антиклинальную структуру среди молодых вулканоогенных толщ третичного возраста, ограниченную разломами северо-западного простирания. Выходы метаморфического комплекса протягиваются в виде узкой полосы западнее Хуступ-Гиратахского разлома. Они залегают под фаунистически охарактеризованными девонем и пермью.

Девон обнажается главным образом в тех местах, где и нижежащие докембрийские – нижнепалеозойские отложения. По данным А.М. Белова [2], средний девон представлен темными глинистыми сланцами, светлыми кварцитами, темно-серыми жлообразными и желтовато-серыми песчанистыми известняками мощностью до 100м. Над ними согласно залегают верхнедевонские пес-

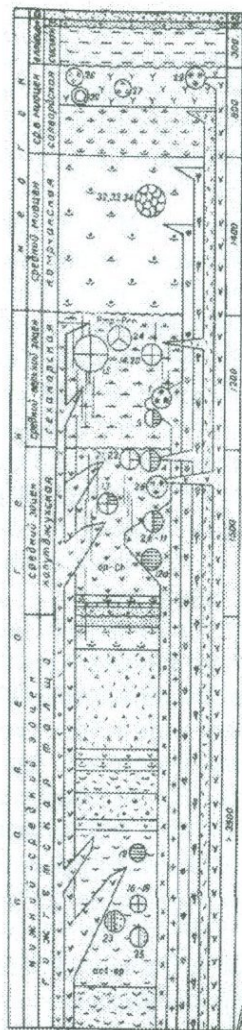
чаники, кварциты, глинистые сланцы и известняки, мощностью до 80м. Эти отложения имеют моноклиналиное залегание и выходят на юго-западном крыле шишкертской горст-антиклинальной складки, занимая очень небольшую площадь и образуя полосу шириной 200 м, которая прослеживается от г.Гомаранц до Шишкертского перевала, где перекрывается трансгрессивно залегающими над ними пермскими известняками.

Пермь прослеживается от верховьев р.Гехи у с.Нор-Астхаберд (Пейган) до с.Шишкерт, на юго-востоке смятые в складку северо-западного простирания породы которой с угловым несогласием залегают на крутопадающих, сильно деформированных слоях девона и докембрия. Породы пермского возраста представлены битуминозными, мраморизованными, толсто- и тонкослоистыми известняками, а также доломитизированными известняками и пелитоморфными доломитами в подчиненном количестве. Наиболее полный разрез пермских отложений мощностью в 800м имеется в бассейне р.Гехи. Серия битуминовых и мраморизованных пород перми обнажается на юго-западном крыле шишкертской горст-антиклинали, опрокинутой на северо-восток. Эта серия участвует в разрезе бассейна р.Шишкерт, включающего породы от докембрия до мезозоя и эоцена. В настоящее время в Зангезуре фаунистически выделяется только верхний отдел перми (3), границы которого с более молодыми (эоцен) вулканогенными образованиями в пределах бассейна р.Гехи – тектонические или интрузивные, вследствие чего истинный объем перми невозможно установить. На водоразделе Пирамсарского хребта пермь тектонически граничит с филлитами байкальского комплекса (филлиты здесь скорее всего надвинуты на пермь) и перекрывается доломитами предположительно верхнего триаса.

Триас (?) встречается только на водоразделе Пирамсарского хребта и представлен доломитами и доломитизированными известняками мощностью 250м, залегающими над известняками перми без признаков углового несогласия.

Мел представлен терригенными и терригенно-карбонатными отложениями нижнего мела, которые последовательно залегают выше доломитов триаса. Мезозойские породы, как и палеозойские,

У С Л О В Н Ы Е О б о з н а ч е н и я



- Кварцевые известняки
- Дриноватые конгломераты, грауваки, песчаники
- Дистониты, дистонитовые глыбы
- Андезиты и андезит-базальты (радиофильные)
- Туфы и лаваы базальты андезитов (радиофильные)
- Туфы и лаваы базальты андезитов и андезит-базальтов (радиофильные)
- Туфы андезит-базальтов, аламанератов, глыбы, вулканические
- Песчаники
- Турфосланцы
- Базальты, андезит-базальты
- Известняковые песчаники
- Брекчи известняков
- Андезиты
- Туфы андезитов
- Туфы известняков
- Карбонатные гранодиориты и граниты
- Известняковые известняки, известняковые карбонатные песчаники и известняковые габброиды
- Известняковые микродиориты и микродиоритические известняковые андезиты
- Известняковые микроанатектит-парриры, известняковые микроанатектит-парриры, известняковые микродиорит-парриры
- Андезиты, андезитовые базальты, андезиты
- Базальты, андезиты-базальты, андезиты
- Известняковые диорит-парририты, гранодиорит-парриры
- Гранитовые-препитовые сланцы
- Сланцы известняковые сланцы
- Известняковые известняковые сланцы

- Формация турмалиновых грауваки (радиофильная) и гипертермальных пемитических (туфы) Армавирского рудоразвития (1)
- Мидо-палеогеновые формации Рудоразвития СВ Джикетлы (2), Авет-Анчабадз (3), Селвад-Мазмадон (4), Аренис (5), Сопул (6), Шапана-Цамакстан (7, 8, 9), Шавадур (10), Турики (11)
- Мидоуральская формация Рудоразвития СВ Джикетлы (12), Аренис (13)
- Палеотермальные формации Месторождение Мазмадон-Баракан (14), рудоразвития Селвад (15), Камачи (16), Гомет-Дачи (17), Актарин (18), Шапана-Цамакстан (19), Шавадур (20), Турики (21), Анчабадз (22)
- Мидоуральская формация Рудоразвития Мазмадон-Аренис (23, 24, 25, 26), Шапана-Цамакстан (27), Шавадур (28)
- Золото-углеродистая формация Рудоразвития Армавирского (29)
- Золото-серебряно-платиновые формации Месторождение Мазмадон-Машук (30), Баракан (31)
- Платино-вольфрамовая формация Рудоразвития Шавадур (32)
- Платиновая формация Тенка минерализации Гометис (33)
- Известняковые известняковые формации Месторождение Баракан (34)
- Рельефо-карбонатные формации Рудоразвития Мазмадон (35), Селвад (36), Шапана-Цамакстан (37)
- Формация самородной селки "Тенка" минерализации Гометис (38)
- Известняковые известняковые формации Месторождение Баракан (39), Мазмадон (40)
- Известняковые известняковые формации Месторождение Баракан (41), Мазмадон (42)

- Андезиты, андезитовые базальты, известняковые туфы и анки (7-9 млн. лет)
- Андезиты, андезитовые базальты, андезиты (16-17 млн. лет)
- Известняковые микроанатектит-парриры и известняковые микродиорит-парриры (16-17 млн. лет)
- Микродиориты и микродиоритические известняковые андезиты и известняковые андезиты (16-17 млн. лет)
- Карбонатные гранодиориты и граниты (22-23 млн. лет)
- Гранитовые (42 млн. лет), габброиды (42 млн. лет)
- Базальты, андезиты-базальты, андезиты (25-42 млн. лет)
- Андезиты (33-38 и 21-27 млн. лет)

Сводная стратиграфическая колонка бассейна р. Сисиан с магматическими и метасоматическими образованиями

обнажаются главным образом в юго-восточной части Анкаван-Зангезурской геотектонической зоны в центральной части Зангезура между Хуступ-Гиратахским и Ордубадским разломами. Меловые породы на территории западной части Баргушатского хребта характеризуются исключительно известняковыми и мергельно-известняковыми литофациями (мощностью до 2км) и фаунистически датируются как поздний мел [3,4,5]. Эти осадки деформированы в складки субширотного северо-восточного простирания и во многих местах нарушены (или прорваны) небольшими секущими телами базальтов и андезитов различной формы (штоки, дайки) и размеров. Вследствие этого от единой мощной карбонатной толщи и субширотной складки сохранились отдельные фрагменты и блоки среди молодых (среднеэоценовых) вулканических образований гипабиссальной фации [4].

Палеоген представлен мощными морскими осадочными, терригенными и туфогенно-терригенными толщами (нижняя половина пирамсарской, багацсарской и гижгетской толщ) общей мощностью более 5км. В среднем и, частично, позднем эоцене широко проявился подводный вулканизм. В разрезах палеогеновых толщ значительный объем составляют гипабиссальные и субвулканические фации базальтовых андезитов и андезитов, а также дайки вулканитов среднего-основного состава.

Вулканиты эоцена обнажаются к западу от Хуступ-Гиратахского разлома, в частности, на восточных склонах Зангезурского хребта. Еще до начала вулканической деятельности среднего эоцена нижнеэоценовые морские осадки были смяты в складки. К гижгетской (даличайской) толще относятся гравелистые песчаники, микроконгломераты, переслаивающиеся с глинистыми известняками и мергелями, известковистыми и глинистыми песчаниками, туфопесчаниками и алевролитами, а также туфами и лавобрекчиями в верхних частях разреза, общей мощностью более 1500м.

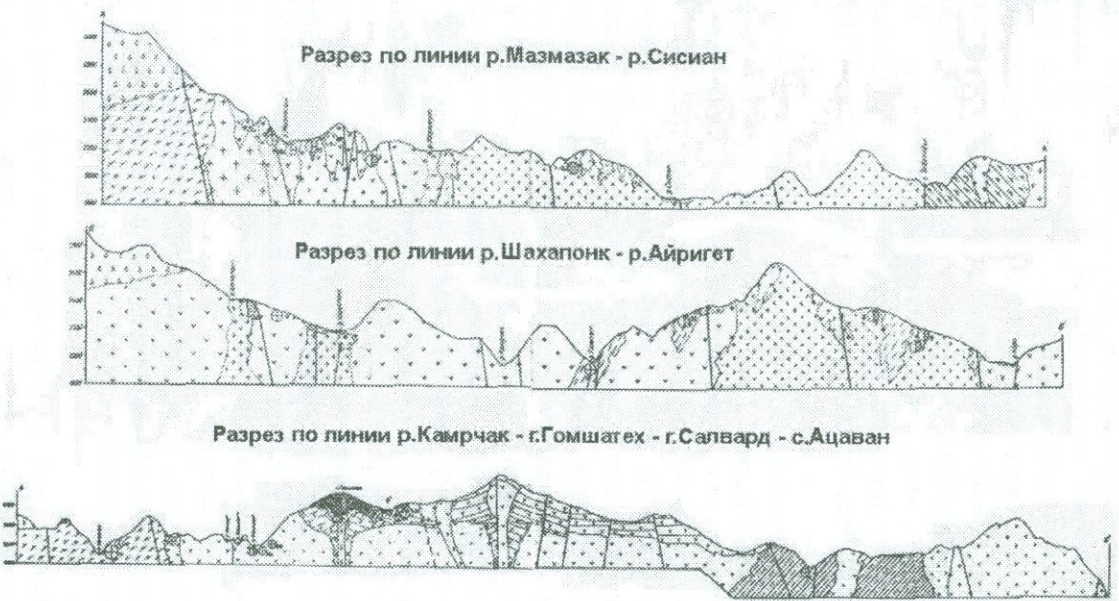
Породы этой толщи обнажаются на значительной площади – от левого склона р.Камрчак до верховьев р.Айри. Наиболее полный разрез представлен в ущелье р.Гижгет. Отложения гижгетской толщи дислоцированы в складку северо-западного простирания. В настоящее время от синклиальной складки картируется только мо-

ноклинали с падением слоев на запад и юго-запад. На севере и северо-востоке эта структура нарушается крупным гипабиссальным базальтовым телом и Аревисским гранитоидным массивом. Стратиграфически выше гижгетской толщи залегает сложнофациальный вулканический комплекс (капутджухская толща), который относится к среднему эоцену.

Капутджухский сложнофациальный комплекс, как и остальные участки Зангезурской области, сложен преимущественно массивными базальтами и андезитобазальтами, пироксеновыми, роговообманковыми и плагиоклазовыми андезитами гипабиссальной, субвулканической, близповерхностной фации. Это штокообразные тела разной величины и серии мощных параллельных даек основного состава внутри терригенных и вулканогенно-осадочных толщ нижнего и среднего эоцена.

Вулканические образования этого комплекса залегают над дислоцированными отложениями пирамсарской толщи, интродуцированы в различные горизонты ее, а также в палеозойские и мезозойские структуры. Эта "толща" отличается тем, что имеет сложное строение, в ее составе широкое развитие имеют экструзивные фации – крупные и мелкие штоки, серии параллельных даек, неправильные тела сложной формы. Лавовые и пирокластические породы имеют относительно ограниченное развитие. Часто в составе комплекса отмечаются и т.н. внедренные эксплозивные брекчии, которые имеют отчетливо прорывающий характер по отношению к вмещающим породам. Такие образования известны, в частности, в верховьях рек Гижгет и Айри.

Примерная мощность Капутджухского вулканогенного комплекса – 1500м. Это – вулканический комплекс, вмещающий Мегринский плутон и интрузивы Баргушатской группы. Они развиты на больших площадях Зангезурской геосинклинальной зоны, главным образом на водоразделе и восточном склоне Зангезурского хребта, от г.Капутджух до вершины г.Наапет, в верхнем течении бассейна р.Гехи, в долинах рек Гехи, Шенатаг, Айри, Сисиан.



Разрезы по линиям: р.Мазмазак – р.Сисиан; р.Шахапонк – р.Айригет; р.Камрчак – г.Гомшатех – г.Салвард – с.Ацаван.

Один из близповерхностных-гипабиссальных тел базальт-андезитового состава, входящий в состав Капутджухского сложно-фациального комплекса, картируется от района перевала Каркап (к югу от Барцраванского месторождения) через ущелья рек Мазмазак, Камрчак и Гижгет до северного склона Баргушатского хребта в районе верховья р. Айри. Это крупное дайкообразное тело местами прорывает также вышележащую гехакарскую толщу. В ущельях реки Гижгет и ее притоков картируются многочисленные базальт-андезитовые дайки, часть которых вверх по разрезу переходит в крупные штоки.

Вопрос возраста Капутджухского комплекса нельзя считать окончательно решенным, хотя в последнее время получено много геологических, радиогеохронологических и петрографических данных в пользу среднеэоценового возраста. Впервые И.Н. Ситковский в 1940г. на основе не совсем ясного отношения с терригенно-осадочными отложениями среднего эоцена эту "толщу" отнес к среднему эоцену. Затем Ш.А. Азизбеков [6] и С.С. Мкртчян [7] на основании данных по западному склону Зангезурского хребта, по аналогии с вулканогенными образованиями, обнажающихся в областях развития фаунистически охарактеризованных отложений, отнесли ее к нижнему эоцену (Зангезурская вулканогенная толща). Далее А.А. Габриелян и Г.А. Мамедов [8] по стратиграфическому положению и общим соображениям геологического развития пришли к выводу, что наиболее вероятный возраст вулканогенной толщи Зангезура средний эоцен. В последние годы Р.Т. Джрбашян, О.П. Гуюмджян и Р.Н. Таян [9] Капутджухский комплекс вулканитов выделяют из состава нижнеэоценовой пирамсарской толщи и по стратиграфическому положению и с учетом радиогеохронологических данных относят к среднему эоцену. Цифры возраста пород Капутджухского комплекса колеблются от 39.5 ± 0.3 до 49 ± 2 млн.лет, причем большинство значений группируется в интервале 42-47 млн.лет (табл. 1).

Верхнюю часть разреза палеогеновых вулканических пород занимают эксплозивно-пирокластические и лавовые образования гехакарской толщи (средний эоцен [10], средний-верхний эоцен или верхний эоцен-олигоцен (?)) [11]).

**Результаты определения абсолютного возраста (K/Ar методом)
различных типов магматических пород
палеогенового комплекса**

Таблица 1

№№ обр.	Название пород	Местонахождение	K ₂ O	Возр. в млн. лет	Сред з-ние в млн. лет
Вулканические породы палеогенового комплекса					
6608	Базальт. Лавовый поток.	В 1км к 3 от с.Ацаван, левый борт р.Зангет.	2.07	41.1 41.9	41.5±0.4
6621	Андезитодацит. Субвулканичес- кое тело среди вулканогенной толщи палеогена.	В 0.5 к ЮВ от с.Салвард	3.81	40.0 42.8	41.4±1.4
6700	Андезитобазальт двушироксеновый Лавовый поток.	К востоку от с.Барцраван на 1.8км	2.53	40.7 41.2	41.0±0.2
6623	Андезит-клино- пироксеновый, полифировый.	Юго-восточная окраина с. Салвард у моста	2.57	42.2 44.4	43.3±1.1
P3207	Андезит. Секущее штокообразное тело.	В 0.7км к ЮЗ от с.Аревис, левый борт р. Камрчак	0.86	28.8 25.3	26.6±1.4
P3338	Андезит роговообманко- вый. Секущее штокообразное тело.	В 4км к ЮЗ от с.Цгуви, правый борт левого притока р.Айри	1.36	29.0 27.0 24.0	26.6±2.4
P3343	Андезит плагноклазовый. Дайкообразное тело.	В 4.5км к ЮЗ от 1.02 с. Цгуни, в ущелье левого притока р.Айри	1.02	21.2 22.3	21.7±0.5

Она с угловым несогласием залегает на вулканогенные образования капутджухского комплекса и вулканогенно-осадочные образования гижгетской толщи. В подошве ее встречаются лишь маломощные прослои песчаников и конгломератов общей мощностью менее 50м (на склонах г.Гехакар). Вверх по разрезу они быстро сменяются лавами, лавобрекчиями, эксплозивно-обломочными образованиями, которые устойчиво доминируют во всем разрезе.

Эффузивно-обломочные образования гехакарской толщи перекрывают западное крыло гижгетской антиклинали. Возраст гижгетской толщи – предположительно нижний эоцен. Она параллелизуется с верхними частями разрезов пирамсарской и багацсарской нижнеэоценовых толщ. По стратиграфическому положению и региональным соображениям истории развития вулканизма в Зангезуре наиболее вероятный возраст ее нижний-средний эоцен.

Верхнеэоценовое время характеризуется накоплением агломератовых лав, лавобрекчий и туфов базальт-андезитовой серии и в подчиненном количестве вулканокласто-осадочных пород – туфоконгломератов, туфопесчаников, туфоалевритов и др. На рассматриваемой площади развиты эксплозивно-обломочные образования, различные вулканические туфы, лавы, лавовые брекчии с прорывающими их многочисленными штокообразными интрузивными телами и дайками базальт-андезитового состава. Они распространены на водоразделе и пригребневой полосе Зангезурского хребта от г.г. Гехакар, Наапетсар до вершины г.Гядык.

Далее они прослеживаются до среднего течения р.Камрчак в районе Марджанского месторождения и несколько южнее ущелья р.Мазмазак прерываются. На западе породы гехакарской толщи уходят под эффузивно-пирокластические образования камрчакской толщи миоценового возраста.

Неоген ознаменовался накоплением наземных, континентальных вулканических пород. В результате лавовых излияний, покрывающих в среднем-верхнем миоцене и нижнем плиоцене (?) большую часть Северо-Зангезурского хребта, сформировалась толща вулканитов контрастного состава – от базальтов до андезитодацитов и риолитов, мощностью в 2,0-2,5км. В нижней части разреза (камрчакская толща 1400м и нижняя часть салвардской толщи 500-600м) вулканические породы неогенового возраста на территории бассейна р.Сисиан представлены эксплозивными образованиями, а в верхней части верхнесалвардской толщи – более 300-метровыми покровными лавами. На восточном склоне Зангезурского хребта эти породы перекрывают эрозионно-денудационную поверхность палеогеновых вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ. Эта граница прослеживается от южного склона

г.Гядык, через восточные склоны гор Аражин, Шахапонк, Гомшатех и Салвард до уровня Марджанского месторождения (на абсолютной высоте 2300-2400м), далее проходит по восточным склонам гор Пкин, Нахридуз и г.Гарнасар (Кузучидаг), вблизи перевала Каркап (Архачтапа) спускается до Барцраванского рудного месторождения. Затем эта линия раздела палеогеновых и неогеновых отложений прослеживается в сторону Сисианского перевала по водораздельной части Зангезурского хребта.

Место вулканогенных толщ в истории развития миоплиоценового вулканизма на территории Зангезурского хребта недостаточно освещено. Фундаментом миоплиоценовых вулканогенных толщ считается среднемиоценовая гипсонососоленосная свита Нахичеванского бассейна. Возраст этой свиты – нижний сармат [12]. Гипсоносно-соленосные отложения среднего миоцена не несут признаков вулканической деятельности, хотя считается, что последняя проявилась в миоцене от среднего сармата до среднего плиоцена включительно [13]. Можно предполагать, что миоценовые вулканогенные образования бассейна р.Сисиан образовались на пропилитизированной поверхности олигоценовых и нижнемиоценовых поднятий. Перерыв в вулканизме в нижнем миоцене (по-видимому, в интервале времени нижнего олигоцена до нижнего миоцена включительно) обусловлен внедрением крупных плутонов габбро-гранитной серии и общим поднятием Зангезурской геоантиклинальной зоны. Это поднятие сопровождается интенсивным эрозионным размывом, поэтому обнаженная поверхность гранитоидов Аревисского интрузива местами на северо-западном контакте непосредственно перекрывается лавами и агломератовыми туфами андезитов и андезиодацитов салвардской толщи средне-верхне-миоценового возраста.

В настоящее время имеется достаточное количество радиометрических определений абсолютного возраста, в основном по салвардской толще и экструзивным телам, прорывающим ее (табл.2). Цифры возраста пород из различных экструзивных тел, некков и куполов андезитов, андезиодацитов колеблются от 12 до 7 млн.лет. Агломератовые и др. лавы из нижней части салвардской толщи показывают $15,6 \pm 1,3$ млн.лет (№ 6653 отобран на юго-вос-

точном склоне г.Салвард); все значения абсолютного возраста по салвардской свите располагаются в промежутке времени от среднего до верхнего миоцена. При этом следует иметь в виду, что среднемиоценовая гипсоносно-соленосная свита Нахичеванского бассейна залегает стратиграфически несколько ниже вулканитов салвардской свиты. Поскольку по старой геохронологической шкале (1979г.) граница миоцена и плиоцена соответствовала 9 ± 3 млн.лет*, то считалось, что возраст этой свиты средний миоцен-нижний плиоцен [11].

Гипабиссальные тела микродолеритов, интродуцированные в камрчакскую толщу эксплозивных пород андезитодацитов и андезитов, имеют возраст средний-верхний и верхний миоцен (11,5 и 13,5 млн. лет). Все данные абсолютного возраста из пород субвулканических дацитов, андезитодацитов районов сел Цгуни (Мурхуз), Нжде (Софулу), Лернашен, Сваранц, а также склонов г.Сракар (Читандаш) колеблются в интервале от 6 до 9 млн.лет (верхний миоцен), однако андезитодациты вершины гор Салвард и Арцвакар (Джиндаг) показывают 13,4 (обр. №525) и 14,5 млн. лет (обр. №687), т.е. средний миоцен [10].

Как видно из таблицы 2, ввиду отсутствия определений из камрчакской эксплозивно-пирокластической толщи и недостаточности данных из пород лавовых покровов салвардской толщи, радиометрический возраст "нижней" и "верхней" толщ остается нерешенным, хотя имеющиеся данные не противоречат региональным геологическим данным, и породы этих толщ можно отнести к среднему-верхнему миоцену. При этом камрчакская толща, возможно, несколько древнее (нижнемиоценовая). Так абсолютный возраст пород из пирокластической толщи района с.Гёмур, которая считается синхронной с камрчакской толщей, составляет 21 млн.лет (обр. №713) и 22 млн.лет (обр.718) [10].

Таким образом, согласно радиометрическим данным и региональным геологическим исследованиям, с учетом соображений о характере литофаций в соседних геотектонических зонах, где от-

* По новой шкале она соответствует значению 5,2 млн. лет вулканогенных толщ кайнотипных пород андезитодацитово́й формации.

**Результаты определения абсолютного возраста (К/Аг методом)
магматических пород неогенового комплекса**

Таблица 2

№№ обр.	Название пород	Местонахождение	K ₂ O	Возр в млн. лет	Сред значение в млн. лет
<i>Вулканические породы неогенового комплекса</i>					
6653	Андезит плагиоклазовый. Лавовый поток.	В 1.5км к СВ от вершины г.Гомшатах.	2.53	13.9 16.5 16.8	15.6±1.3
6711	Андезит баркевиктовый. Лавовый поток.	Восточный склон Зангезурского хребта. В 1,2км к ЮВ от г.Артаван. Варденисское м-ние руты.	2.49	16.5 15.8	16.2±0.3
217/83	Андезит баркевиктовый. Лавовый поток.	Марджанское м-ние. Левый борт р.Камрчак	1.96	16.0 16.8	16.4±0.4
220/83	Плагиоандезит. Штокообразное тело.	Марджанское м-ние. Левый борт р.Камрчак	0.51	17.3 16.8	17.0±0.3
8075	Андезит полифировый. Субвулканическое тело среди камрчакской пирокластической толщи.	В 0,5 км к С от вершины г.Аражин. Водораздел Зангезурского хребта.	2.03	16.5	16.5±0.0
8076	Микродолерит. Субвулканическое тело среди камрчакской толщи.	В 0, 8км к СВ от вершины г.Аражин.	2.02	16.4 16.8	16.6±0.2
8136	Микродолерит кварцевый. Субвулканическое тело среди вулканитов капутджухского комплекса.	Около устья р.Мазмазак, у лет. Мичагет (Чайарасы).	1.66	17.0 16.0	16.5±0.5
6172	Андезит с гиалопильтовой структурой. Микроскопически стекловидный, черного цвета.	Правый борт р.Айри. В 2,5 км к ЮВ от с.Нжде(Софулу).	2.09	7.0 7.4	7.2±0.2

№№ обр.	Название пород	Местонахождение	K ₂ O	Возр в млн. лет	Сред значение в млн. лет
Вулканические породы <i>неогенового комплекса</i>					
ОГ-Д 582	Дацит. Некк среди агломератовых туфов миоценового возраста	Около устья р.Чени, 1.68 у с.Лернашен	1.68	8.0 7.0	7.5±0.5
ОГ-Д 808	Дацит. Некк среди туфов и пеплов миоценового возраста	В 3 км к ЮЗ от с.Цгуни (Мурхуз), долина р.Цахкаовит (Чичанлы)	1.68	8.0 7.0	7.5±0.5
К-1818	Андезитодацит	Около устья р.Цахкаовит, с.Цгуни.	-	-	9.5
К-1828	Андезитодацит	На вершине г.Салвард. Водораздел Зангезурского хребта	-	-	16.0
К-1834	Липаритодацит. Некк	Около устья р.Чени, у с.Лернашен	-	7.0 8.0	7.5±0.5
С 44	Андезитодацит	Левый борт р.Воскеовит (Сарыгюней)	1.55	-	7.4
С 650	Дацит роговообманковый	Район сел Салвард, Брнакот	-	-	8.8
С 121	Андезитодацит	Около с.Цгуни	-	-	7.2
С 525	Андезитодацит. Некк среди лав салвардской толщи.	На ЮЗ склоне г.Салвард	3.10	-	13.4
С 687	Андезитодацит	Склоны г.Сатаникар (Джиндаг)	-	-	14.5
С 713	Андезитодацит. Микролавобрекчия	Район с.Гёмур	-	-	21.0
С 718	Андезитодацит. Микролавобрекчия	Район с.Гёмур	-	-	22.0
С В-1	/«Аражинская интрузия»/	Склоны г.Аражин	-	11.0	11.5±0.5
С В-2	/«Аражинская интрузия»/	Склоны г.Аражин	-	13.0 14.0	13.5±0.5

лагались чистые от вулканического материала гипсоносно-соленосные отложения в среднем миоцене, бурные проявления вулканизма в рассматриваемой площади имели место в среднем-верхнем миоцене. С ним именно связано образование вулканогенных толщ кайнотипных пород андезитодацитовоидной формации.

В течение всего среднего-верхнего миоцена большая часть рассматриваемой площади представляла собой арену бурного вулканизма и фумарольно-сульфатарной деятельности. С ним связано образование кварцитов-опалитов массива г.Гомшатах.

Исследованиями последних лет установлен средний эоцено-олигоценый возраст пород западного борта Хуступ-Гиратахского разлома, юго-западное крыло которого опущено. Здесь широкое распространение имеют породы карбонатных формаций верхнепермского и верхнемелового возраста [3,4], развиты также: терригенно-карбонатные отложения девона, которые приурочены исключительно к бассейну р.Шишкерт [14], ниже(?)-среднеэоценовый Пирамсар-гигетский вулканогенно-осадочный флишоидный комплекс [11,15,16], среднеэоценовый и средне-верхнеэоценовый капуджухский и гехакарский вулканогенные комплексы [11,16], отсутствуют средне-верхнепалеозойские вулканогенные комплексы [2,4]. В течение длительного периода времени формировались Мегринский плутон и интрузивы Баргушатской группы – от верхнего эоцена – нижнего олигоцена до нижнего миоцена (от 37-41 до 21-25 млн.лет [17]), которые характеризуются сложным формационным составом плутоидов, наличием серий пород по крайней мере четырех самостоятельных формационных типов или комплексов: габбро-пироксенит-оливиновый, габбро-монзонит-сиенитовый, габбро-диорит-гранодиоритовый, гранит-гарнодиоритовый [5, 18], несинхронным характером терригенно-карбонатных формаций палеозоя, мезозоя и третичного периода с вмещающими вулканитами базальт-андезитовой серии, широким развитием вулканических пород гипабиссальной и субвулканической фаций внутри терригенных вулканогенных-осадочных комплексов [4]. Вместе с тем многие вопросы стратиграфии третичных вулканогенных толщ региона остаются еще дискуссионными.

Возраст гехакарской толщи по аналогии с фаунистически охарактеризованными терригенными отложениями районов сел Гёмур, Арафса, Кечили и водораздела рек Говахсу и Камрчак определяется как средний эоцен [16], а по микропалеонтологическим данным С. М. Григоряна по сборам микрофауны из основания гехакарской толщи (бассейн р.Сисиан) – верхний эоцен [16]. Учитывая характер проявления вулканизма (континентальный с широким проявлением красноцветного перерождения вулканитов), особенности вещественного состава, на основе региональных сопоставлений с третичными разрезами вулканитов других регионов возраст гехакарской толщи определяется как средний-верхний эоцен или даже верхний эоцен-олигоцен (?) [11]. По данным же радиометрических исследований возраст этой толщи верхний олигоцен-нижний миоцен (21-27 млн.лет) [16].

Нельзя считать окончательно решенным также возрасты гижгетской (или пирамсар-гижгетской) туфогенно-терригенной толщи (нижний или средний эоцен?), капутджухского вулканогенного комплекса (средний или верхний эоцен?), салвардской (средний или верхний миоцен), камрчакской (нижний или средний миоцен) толщ и т.д.

1.2. Основные черты геодинамики района

Район бассейна р.Сисиан охватывает часть Анкаван-Зангезурской тектонической или Армянской складчатой зоны (по К. Н. Паффенгольцу), Армянского мегаблока (по А.А. Габриеляну), Антикавказского оротектонического пояса (по А.Т. Асланяну), Нахичеванской межгорной впадины или Ордубадского геосинклинального прогиба (по Б.Е. Милановскому), Зангезур-Далидагского блока (по Б.М. Меликсетяну и др.). По А.А. Габриеляну бассейн р.Сисиан является частью шовной геоантиклинальной среднеальпийской складчатой зоны, которая по Ордубадскому разлому отделяется от Ереван-Ордубадской миогеосинклинальной позднеальпийской складчатой зоны. По А. Т. Асланяну, он входит в состав эвгеосинклинального пояса, который указанным разломом отделяется от Араксинского миогеосинклинального пояса.

По А.А. Белову [2,14], рассматриваемая территория составляет северо-восточную часть Армянского нагорья и юго-восточную часть т.н. Малокавказского (Антикавказского) мегаантиклинория или Армянской антиклинали, Армянского мегаблока. Зангезур рассматривается как северный выступ (или окраина) Иранской эпибайкальской платформы, северная граница которой с Кавказским сегментом альпийской геосинклинальной системы проводится по Севано-Акеринской офиолитовой зоне, которая описывается как глубокий тектонический шов. Зангезур-Далидагская зона разломов, включающая Гиратахский разлом, разделяет Зангезурскую зону и Кафанский сегмент, одновременно является восточной границей Армянского мегаблока. Дебаклинский разлом, входящий в состав Зангезур-Далидагской зоны разломов, пересекает территорию бассейна р.Сисиан в районе Марджан-Мазмазакского рудного поля. Другой глубинный разлом – Горайкский (Арзакан-Горайкский) – прослеживается к северо-востоку от Барцраванского месторождения, по правому борту р.Воротан и к юго-востоку, в районе с.Лцен к северо-западу от с.Татев (на правом борту р.Воротан), пересекается с Гиратахским разломом.

Центрально-Армянский внутренний массив [19] после длительного платформенного режима (порядка 360 млн.лет), начиная с юры (в Кафанском сегменте) и верхнего мела (в Зангезурском блоке, куда входит и рассматриваемая территория) претерпел наложенные процессы позднеальпийской тектономагматической активизации и приобрел складчато-глыбовое строение [20]. Территория восточного склона Зангезурского хребта, которая в палеозое до триаса включительно составила северную часть Иранской платформы после активизации альпийскими движениями, входит в состав Малокавказского мегаантиклинория.

В Зангезурском прогибе в верхнем меловом периоде происходило интенсивное накопление терригенно-карбонатных и карбонатных отложений без вулканогенных образований. В конце мелового периода после складчатости и повторного прогибания в нижнем эоцене происходит накопление мощной флишоидной пирамсарской толщи (мощностью более 2,5км). Мощность вулканоген-

ных комплексов палеогена составляет 3,5-4,0км (капутджухская, гехакарская толщи).

На территории бассейна р.Сисиан распространены палеогеновые вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования, прорванные и покрытые лавами и пирокластическими образованиями среднего-верхнего миоцена.

Характерной чертой тектоники рассматриваемого района является интенсивное развитие разрывной тектоники диагональных направлений. Относительно слабо развиты разрывы широтного и меридионального направлений. Для Барцраванского и отчасти Мазмазакского рудных полей характерны широтные структуры. Наиболее важную роль в тектономагматическом развитии Зангезурского блока, в частности, рассматриваемой территории, имеют северо-западные системы магмо-рудоконтролирующих структур. Так, например, Дебаклинский разлом на своем северо-западном продолжении контролирует нижнемиоценовый гранит-гранодиоритовый магматизм (Вохчинский, Казанличский, Салвардский массивы) и размещение полей даек гранодиорит-порфиров и диорит-порфиров.

Ордубадский и Гиратахтский разломы контролируют палеогеновый базальтовый вулканизм, а первый из них также андезитовый вулканизм миоцена. Вдоль системы нарушений северо-западного и широтного направлений расположены крупные интрузивные массивы – Сваранцкий, Лернашенский, Ахлатянский, Аревисский и др. В Зангезурском блоке размещены наиболее крупные интрузивные массивы Армянского мегаблока и наиболее крупные эндогенные рудные месторождения. Здесь же в пределах палеогеновых вулканогенных толщ известны серии параллельных даек базальтового и кислого (риолитовых и гранодиоритовых порфиров) составов. Рои даек развиты также в пределах интрузивных массивов (за пределами рассматриваемого региона они известны в Лернашенском, Вохчинском массивах).

Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БАССЕЙНА Р.СИСИАН

В Аревис-Барцраванской зоне распространены исключительно породы палеогена и неогена. Первые из них подразделяются на туфогенно-терригенную, флишоидную (гижгетскую) толщу нижнего(?) - среднего эоцена и вулканогенную, с широким развитием пород базальтовой серии гипабиссальной и близповерхностной фаций (капутджухскую) толщу среднего эоцена. По радиохронологическим данным возраст этого сложнофациального эффузивно-интрузивного комплекса средний-верхний эоцен (от 48-50 до 38-40 млн. лет). Стратиграфически выше идут вулканогенно-обломочные и туфогенно-терригенные породы (гехакарская толща), которые отделяются от гижгетской и капутджухской толщ крупным несогласием. Отличаются они от нижележащего комплекса своим фациальным составом. Они совместно проявлены за пределами изученной территории, на северо-восточном склоне г. Наапет, в верховьях р. Воскедзор (Сарыдара), левого притока р. Гехи. В гехакарской толще преобладают эффузивные потоки базальтовых пород, эксплозивно-обломочные образования (туфы, преимущественно агломератовые и крупнообломочные), а также прослойки и пачки туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов и вулканотерригенных пород (вулканотерригенные брекчии, гравелиты, песчаники и алевролиты).

2.1. Основные стратиграфические подразделения пород

Гижгетская толща (нижний (?) – средний эоцен) здесь представлена гравелитовыми песчаниками, микроконгломератами, переслаивающимися глинистыми известняками и мергелями, известковистыми и глинистыми песчаниками, туфопесчаниками и алевролитами, а также туфами и лавовыми брекчиями в верхних частях разреза, общей мощностью более чем 1500м.

Гехакарская толща (средний – верхний (?) эоцен или верхний эоцен – олигоцен (?)) (II) здесь представлена лавами, агломератовыми лавами, лавобрекчиями, агломератовыми туфами базальт-

андезитовой серии (нижняя часть разреза). К этой же толще мы условно относим также вулканокластоосадочные образования – туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфопелиты, различные кремнистые тонко- и скрытокристаллические породы, глины и глинистые сланцы районов сел Ацаван, Брнакот и г.Ляст (нерасчлененная верхняя часть).

Барцраванская толща (нижний (?) – средний эоцен) развита к северу от с.Салвард в Барцраванском рудном поле, в районе одноименного села и в долинах рек Шагат и Акунк. Предполагается, что она синхронна с гижгетской. К этой толще отнесен комплекс нерасчлененных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенных пород: лавы и лавобрекчии базальт-андезитового состава, различные туфы, туфогравелиты, туфопесчаники, песчаники, гравелиты, алевролиты, известковистые песчаники, известняки и песчанистые известняки.

Неогеновые вулканогенные образования представлены *камрчакской*, *салвардской* и *артаванской* толщами. Первая из них сложена explosивно-обломочными образованиями андезитового и андезиодацитового состава, мощностью около 1500м. Салвардская толща в своей нижней части сложена различными туфами и лавобрекчиями общей мощностью в 500-600м и лавовыми покровами андезитов с различными прослоями вулканических брекчий, литофицированных туфов – псаммитовых, алевролитовых и пелитовых. Мощность верхней части этой салвардской толщи составляет примерно 300м. В среднем и верхнем плиоцене в межгорных прогибах вдоль долины реки Палеоворотан и ее притоков накапливаются терригенные и диатомитовые отложения. В верхнем плиоцене-постплиоцене лавы базальтовых пород покрывают обширные площади, преимущественно на левом борту каньона р.Воротан, за пределами рассматриваемой территории.

Структуры палеогеновых толщ в бассейне р.Сисиан имеют северо-западное и субмеридиональное простирание. Они в общем параллельны по отношению к устойчивому северо-западному простиранию более древних палеозойских структур. За пределами изученной зоны палеогеновые структуры поперечны по отношению к простиранию палеозойских толщ: пирамсарская туфогеннотерри-

генная толща на Пирамсарском хребте, гехакарская толща в ущелье р. Воскедзор (Сарыдара) – левого притока р. Гехи и т.д. На южном склоне Баргушатского хребта, в отличие от северного, мезозойские терригенно-карбонатные отложения дислоцированы в субширотном и северо-восточном плане. Из-под лав миоценовой толщи на северо-восточном склоне г. Гарнасар выступают пропилитизированные зеленоватые лавы, лавобрекчии и туфы палеогена, имеющие такой же состав и строение, как развитые южнее палеотипные вулканы бассейнов р.р. Айри, Камрчак и Гижгет.

Нижний (?)–средний эоцен представлен туфогенно-терригенными и эффузивно-пирокластическими породами – песчаниками, микроконгломератами, переслаивающимися с глинистыми известняками, мегрелями, известковистыми и глинистыми песчаниками, туфопесчаниками и туфоалевролитами, а также крупно- и грубообломочными туфами, лавовыми брекчиями и лавами, развитыми в верхней части разреза гижгетской (даличайской) толщи, (в верховьях рек Камрчак и Гижгет и ее правых притоков – Карсунджур (Гырхларсу) и т.д.). Общая мощность толщи более 1500м. От вышележающих средне-верхнеэоценовых (?) отложений гехакарской толщи она отделена несогласием, которое хорошо прослеживается на северо-восточном склоне г. Гядык.

Среднеэоценовое время характеризуется накоплением мощных толщ преимущественно терригенных и вулканогенно-терригенных отложений, которые обнажаются в пределах гижгетской моноклинали, точнее, на юго-западном крыле антиклинальной складки. Фрагменты гижгетской толщи встречаются в различных частях района среди вулканитов эоцена, в частности Капудджухского комплекса – склоны г.г. Кошакар, Матагасар (Курбандараси), а за пределами изученной территории и в бассейнах рек Шенатаг, Кицк (Кирс), Воскедзор (Сарыдара) и т. д.

Внутри гижгетской толщи переход от нижней, собственно терригенной и эксплозивно-обломочной, к верхней неясный. Эта толща прорвана многочисленными мощными дайками базальтовых пород, штоками различного размера (от 20-30м до 2-3км в диаметре), дайкообразными, удлиненными телами до 10км в длину. Одно из таких дайкообразных тел базальтового состава прослеживается

от района перевала Каркап (южный фланг Барцраванского месторождения) через ущелья рек Зангет, Мазмазак, Камрчак и Гижгет до северного склона Баргушатского хребта в районе верхнего течения реки Айри. Это дайкообразное тело прорывает также вышележащую гехакарскую толщу в районе вершины 3089,2м. В ущельях Гижгет, Карсунджур картируются сотни даек базальтовых пород, часть из которых вверх по разрезу переходит в крупные штоки вулканитов.

Гижгетская толща дислоцирована и образует моноклиналь северо-западного и близмеридионального простирания. Падение слоев юго-западное под углом 30-40°. На левом борту р.Камрчак над отложениями этой толщи залегают агломератовые и крупно-обломочные туфы гехакарской толщи (в районе Марджанского месторождения). На северо-востоке Аревисский интрузив прорывает наиболее нижние, древние пачки этой толщи. Положение и состав основания толщи неясны, т.к. эта часть занята гранитоидами Аревисского интрузива. На западе и юго-западе гижгетская толща покрывается туфами и туфопесчаниками гехакарской толщи (на склонах г.Гядык). На севере и северо-востоке она прорвана гранитоидным интрузивом и вулканитами базальтовых пород, которые образуют крупные гипабиссальные тела.

На карте показана небольшая часть даек и штоков, прорывающих туфогенно-терригенную толщу. Она пронизана сотнями даек и мелких штоков базальтовых пород. На площади в 15 кв.км фиксируется примерно 300 даек в туфах и туфопесчаниках верховья реки Гижгет (р.Карсунджур и ее притоки), в среднем 20 даек на 1 кв.км. Во всех выходах туфогенно-терригенных пород среднего эоцена развиты серии параллельных даек и мелких штоков.

Время складчатости гижгетской толщи неясно, т.к. возраст залегающей над ней гехакарской толщи определяется или как средний эоцен [19,6] или как средний – верхний (?) эоцен или даже верхний эоцен – нижний олигоцен [17]. По-видимому, гижгетская структура формировалась на границе среднего и верхнего эоцена. Безусловно, складчатые движения сопровождались внедрением гипабиссальных и близповерхностных тел базальтовых пород. После складчатости и внедрения вулканитов процесс образования туфо-

генно-терригенных пород прекращается, роль морских осадков и их площади распространения резко сокращаются. Уже в основании гехакарской толщи встречаются лишь маломощные прослои песчаников и конгломератов, общей мощностью менее чем 50м (склоны г. Гехакар на Баргушатском хребте и г.Гядык). Вверх по разрезу они быстро сменяются лавами, лавобрекчиями и пирокластическими образованиями, которые доминируют во всем разрезе.

К *верхнему эоцену* или к верхнему эоцену-нижнему олигоцену (?), согласно нашим исследованиям, относятся эффузивные, пирокластические и терригенные отложения гехакарской толщи(II). На основании палеонтологических данных В.Г. Сафарян возраст этой толщи определяет как средний эоцен. В верхах разрезов туфо-конгломератов на расстоянии 1,7км к юго-западу от перевала Гядык обнаружены *Nummulites lorioli de la Harpe (A,B)*, *Assispire Roiss (A)*, а к северу от отметки 2609,0м на расстоянии 500м на гребне между р.р.Говахсу и Камрчак встречаются *Discocyclus Douvilli Schb*, *Discocyclus Schb*, (все определения А.Е. Птухяна), указывающие на среднюю часть среднего эоцена. Фауна из терригенно-карбонатных прослоев гехакарской толщи в бассейне рек Гехи и Айри указывает на верхний эоцен [11,16]. Радиометрический возраст пород этой эффузивной и эксплозивнообломочной толщи еще моложе: олигоцен – нижний миоцен. Лавы и дайки базальтового состава ущелья рек Гижгет и Айри показывают 21-27 млн.лет [16].

Верхнеэоценовое время характеризуется образованием агломератовых и др. лав, лавобрекчий и туфов базальт-андезитовой серии и в подчиненном количестве вулканогенно-осадочных пород – туфопесчаников, туфоалевролитов и т.д. Пачки туфогеннотерригенных пород встречаются в основном за пределами бассейна р.Сисиан, на северо-восточном склоне г.Наапет, в верховьях р.Воскедзор. Здесь эти грубо- и среднеслоистые туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты и кремнистые породы (красные яшмы и яшмоидные породы) дислоцированы в довольно крутые складки с простиранием на северо-восток и падением к северо-западу под углом 60-70°. Мощность вулканокластоосадочных пород примерно 500м.

На территории бассейна р.Сисиан обнажаются только эксплозивно-обломочные образования (крупно- и грубообломочные ту-

фы), лавы и лавобрекчии с прорывающими их базальтовыми дайками и штоками вулканогенных пород среднеосновного состава. Гехакарская толща полого залегает над отложениями гижгетской толщи, распространяется в пригребневых частях Зангезурского хребта от гор Гехакар и Наапетсар до вершины г.Гядык, далее прослеживается в ущелье р.Камрчак и прерывается южнее р.Мазмазак (на правом борту одного из притоков этой реки), где уходит под отложения салвардской (миоцен) толщи и прорывается секущими телами базальтов.

В пределах Марджанского месторождения гехакарская толща сложена крупно- и грубообломочными туфами базальтового состава. Она прорвана серией параллельных даек плутонической ассоциации – гранодиорит-порфирами и диорит-порфиритами, а также риолитовыми породами миоплиоценового возраста. Вулканы замещены вторичными кварцитами и аргиллизитами, порфирные дайки – березитами.

Миоплиоценовые вулканогенные и озеро-континентальные образования в бассейне р.Сисиан имеют наибольшее распространение. Это агломератовые туфы, лавобрекчии андезитов, андезитодацитов и дацитов камрчакской толщи, лавы и лавобрекчии андезитов и андезитобазальтов салвардской и артаванской толщ (средний миоцен), андезитодацитовые и риолитовые субвулканические тела, дайки и некки, приуроченные к различным частям вулканогенных толщ неогена и палеогена (верхний миоцен), терригенные-биогенные пресноводно-озерные отложения сисианской диатомито-песчанистой толщи и вулканогеннотерригенные отложения мазмазакской свиты (верхний плиоцен).

Фундаментом миоплиоценовых вулканогенных толщ считаются гипсоносно-соленосные отложения Ереванского и Нахичеванского бассейнов. Возраст этих отложений, по К.Н.Паффенгольцу – олигоцен [21], А.А. Габриеляну – средний миоцен-нижний сармат [12], А.Т. Асланяну [22] – нижний-средний миоцен. По данным К. И. Карапетяна [13], вулканизм приурочен к интервалу времени от верхнего сармата до среднего плиоцена включительно.

В пределах рассматриваемой территории отсутствуют или пока не установлены отложения, синхронные с нахичеванской гипсоносно – соленосной свитой среднего миоцена - нижнего сармата. Здесь вулканиты неогенового комплекса непосредственно залегают или на различные горизонты палеогена, или на эродированную поверхность орогенных интрузивов, в частности, массивов порфирировидных гранодиоритов нижнемиоценового возраста.

Строение вулканогенного комплекса неогена сложное. Состав лав и пирокластов по разрезу от основания до верхней части вулканогенных толщ значительно меняется. Это наиболее сложный вулканогенный комплекс, который включает различные породные группы вулканитов – от базальтов до дацитов и риолитов в эффузивной и субвулканической фациях. Ранние вулканиты представлены пирокластами дацитов и андезитодацитов. Затем идут лавы и лавобрекчии андезитов, андезитобазальтов, субвулканические тела андезит-дацит-риолитовой серии. Преобладают в комплексе андезитовые породы, но дацит-риолитовые породы в миоплиоцене занимают значительные площади. Кислые породы отмечаются преимущественно в субвулканической фации. Базальтоиды приурочены к верхам салвардской толщи. Пирокластолиты в салвардской толще также имеют значительное развитие и приурочены преимущественно к низам разреза. Местами фиксируются до 8-10 лавовых покровов (на юго-восточных склонах г.г.Салвард и Гарнасар). В камрчакской толще пирокластолиты слагают почти весь 1400-метровый разрез, в котором андезиты, дациты и микродолериты образуют секущие тела, штоки и дайки.

Выяснение особенностей строения и петрографического состава вулканогенных толщ данного региона требуют специальных исследований.

Внутри всего вулканогенного комплекса условно выделяются три толщи – камрчакская, салвардская и артаванская. Возраст всего комплекса средний – верхний миоцен или средний-нижний плиоцен по геологическим, радиологическим, петрографическим данным. Возраст пород салвардской толщи (вместе с артаванской), согласно В.Г. Сафаряну [10], – верхний миоцен, а эксплозивно-обломочных образований "нижней толщи" (камрчакской) – верхний

олигоцен - нижний миоцен (21-22 млн.лет по образцам из района с.Гёмур, на западном склоне Зангезурского хребта).

Кроме радиологических данных, которые определяют возраст всего комплекса как средний-верхний миоцен (16-6 млн. лет) по образцам из лав и экструзивов восточного склона Зангезурского хребта, существуют и геологические данные, которые позволяют заключить о формировании этого комплекса примерно в этом интервале времени (вулканы комплекса расположены между эродированной поверхностью нижнемиоценовых гранитоидов и верхнеплиоценовыми горизонтально залегающими глинисто-диатомитовыми отложениями сисианской свиты).

Судя по отложениям миоплиоценового возраста и характеру их залегания на различных горизонтах палеогена и эродированной поверхности олигоцен-нижнемиоценовых плутонов, восточный склон Зангезурского хребта испытывал поднятие и подвергался интенсивному размыву в нижнем миоцене. Послебатолитовый вулканизм начинается со среднего миоцена. В среднем-верхнем миоцене формируются камрчакская, салвардская и артаванская вулканогенные толщи базальт-дацитово-серии, а в позднем плиоцене – сисианская диатомит-песчанистая свита. Вулканы миоплиоцена лежат на дислоцированных подстилающих отложениях и размытых поверхностях нижнемиоценовых интрузивных массивов несогласно и полого, местами горизонтально (верховья р.Шенатаг). Они дислоцированы слабо.

Салвардская толща подразделяется на две части: нижнюю, которая сложена преимущественно вулканокластическими образованиями, и верхнюю, преимущественно эффузивную, сложенную из экструзий и покровов лав андезитового состава. Вышележащая артаванская вулканогенная толща также подразделяется на две части – нижнюю вулканокластическую (туфы дацитов и риолитов) и верхнюю эффузивную, эффузивно-обломочную андезитобазальтовых пород (с вкрапленниками баркевикита или базальтической роговой обманки). Лавы салвардской толщи отличаются присутствием фенокристаллов пироксена и зеленой роговой обманки.

Вулканы Салвардского комплекса состоят из эффузивов андезитового состава, меньше базальтов и андезитобазальтов, экст-

рузивов, даек и некков, андезитодацитов и риодацитов, вулканокластических образований – агломератовых, а также мелко- и тонкообломочных туфов преимущественно среднего состава, и в меньшей мере вулканокластоосадочных пород – туфопесчаников и туфоконгломератов. Миоценовая вулканическая деятельность начинается мощными эксплозивными извержениями агломератовых и глыбовых туфов андезит-дацитового состава, в результате чего образуется т.н. "нижняя" пирокластическая или камрчакская толща. Выше по разрезу эксплозивные продукты сменяются эффузивными образованиями – лавовыми потоками андезитовых пород. Затем они прорываются многочисленными субвулканическими телами андезитов, дацитов и риолитов.

На геологической карте показаны контуры распространения миоплиоценовых отложений, подошва неогена, камрчакская, салвардская и артаванская толщи, часть субвулканических тел, некков, даек. Строение неогенового вулканогенного комплекса намного сложнее, чем показано на карте. Специальное детальное исследование продуктов миоплиоценового вулканизма южнее сисианского перевала не проведено. Остаются нерешенными вопросы возраста, строения, а также вопросы развития вулканизма в миоплиоцене.

Вулканогенные образования средне-верхнемиоценового возраста (камрчакская, салвардская и артаванская) залегают над породами гехакарской толщи очень полого, с угловым несогласием. Возраст нижней толщи – 21-22 млн. лет [10], а салвардской и артаванской – 12-15 млн. лет, что (согласно геохронологической шкале 1982г.) соответствует среднему миоцену. Микродолериты, секущие камрчакскую толщу пирокластических пород, андезитодацитов, в районе г.Аражин по радиогеохронологическим данным имеют среднемиоценовый возраст (11-14 млн.лет). Андезитодациты вершины г.Салвард также среднемиоценовые (13,4 млн.лет). Экструзивные тела липаритодацитов, дацитов, андезитодацитов района с.Лернашен (7,5±0,5 млн.лет), Цгуни (9,75 млн.лет), Нжде (7,2±0,2 млн.лет), а также андезитобазальтов северо-восточного склона г.Арамазд (6,2±1.4 млн.лет) имеют молодой, т.е. верхнемиоценовый возраст.

Нижний - верхний миоцен ознаменовался накоплением эффузивных и экструзивно-обломочных образований камрчакской, салвардской и артаванской толщ. Они распространены на водоразделе Зангезурского хребта к северу и северо-западу от г.Гядык. Слагают склоны и вершины гор Шахапонк, Гомшатех, Салвард, Артаван (Дагдаган), Нахридуз, Ахачсар и т.д. Миоценовые толщи полого залегают над дислоцированными и пропилитизированными отложениями палеогена.

Камрчакская толща эксплозивно-обломочных пород залегает в основании неогенового вулканогенного комплекса. Она сложена глыбовыми, агломератовыми, средне-крупнообломочными туфами, лавобрекчиями андезитов, андезиодацитов и дацитов, мощностью примерно в 1500м. Эта т.н. "нижняя толща" распространяется от вершины г.Гядык до юго-восточного склона г.Салвард. Слагает подошву вулканических построек гор Аражин, Шахапонк, Гомшатех и Салвард.

Эксплозивно-обломочные образования камрчакской толщи, согласно радиологическим данным [10], имеют возраст 21-22 млн. лет (образцы из района с.Гёмур на западном склоне

Зангезурского хребта). На основе этих данных возраст "нижней толщи" определяется как верхний олигоцен - нижний миоцен, что является маловероятным, ибо при такой интерпретации возраста камрчакской толщи накопление пирокластолитов является синхронным гранитоидному плутоническому магматизму того же региона. Кроме того, это противоречит геологическим фактам. Известно, что пирокластолиты, синхронные с аналогичными образованиями "нижней толщи", залегают над размытой поверхностью как олигоценовых, так и нижнемиоценовых массивов бассейна рек Шенатаг (Шенатагский и Лернашенский интрузивы), Айри и Сисиан (Аревисский и Салвардский интрузивы на склонах г. Дибак к северу от с.Танаат (Джомардлу), в районе сел Нжде и Цгуни). Обломки порфиroidных гранодиоритов, в том числе гидротермально измененных (с молибденовой минерализацией), встречаются в составе туфов нижележащей толщи (небольшого вулканического сооружения около устья реки Нахшун).

Новые радиологические определения образцов, взятых с восточных склонов и пригребневой части Зангезурского хребта, показывают, что начало формирования неогенового вулканогенного комплекса приходится на средний миоцен ($15 \pm 1,3$ млн. лет, обр. 6653), а конец – на верхний миоцен или нижний плиоцен ($6,2 \pm 1,4$ млн. лет, обр. 6771). Радиометрический возраст андезитобазальтов Цгуниского вулкана 9,75 млн. лет (обр. К-1818, данные С.Г.Карапетяна), риолитов Лернашенского кислого вулкана – $7,5 \pm 0,5$ млн. лет (обр. ОГ-Д582 и К-1834), андезитобазальтов из северо-восточного склона г.Арамазд – $6,2 \pm 1,4$ млн.лет (обр. 6771), черных стекловидных андезитодацитов района с.Салвард – $7,2 \pm 0,2$ млн.лет (обр. 6172), дацитов верховьев долины реки Цахкаовит (Чичаглы) – $7,5 \pm 0,5$ млн.лет (обр. ОГ-Д907) и т.д. Возраст андезитов из потоков, непосредственно расположенных на туфах камрчакской толщи, $15,6 \pm 1,3$ млн.лет (обр. 6653, на северо-восточном склоне г.Гомшатех) и 13,4 млн.лет (обр. 525, данные В.Г.Сафаряна), андезитодацитов из некка на вершине г.Салвард – 16 млн.лет (обр. К-1828), т.е. миоцен. Это наиболее древние значения, полученные для вулканитов Салвардского комплекса. Экструзивные андезитодациты из вулканического сооружения на левом борту р.Воскеовит (Сарыгюней) показывает 7,4 млн.лет, т.е. верхний миоцен (обр. 44).

Таким образом, конец вулканической деятельности миоценового (или миоплиоценового) цикла приходится на интервал времени 6-7 млн.лет, что согласно новой геохронологической шкале соответствует верхнему миоцену. В это время формировались многочисленные экструзивные купола и некки, прорывающие как более древнее основание (в районах с.с.Нжде, Цгуни, Бнунис, Дастакерт, Лернашен, устья р.Нахшун), так и более молодые кайнотипные лавовые покровы и пирокластические образования камрчакской и салвардской толщ в районах вершин г.г. Гядык, Аражин, Шахапонк, Салвард, Сракар, Чинавер и т.д.

Таким образом, миоценовый андезитовый вулканогенный комплекс с интродуцированными субвулканическими и приповерхностными телами является послебатолитовым (субсеквентным, по терминологии Г.Штилле), намного моложе наиболее молодых

комплексов нижнего миоцена (21-25 млн.лет для гранит-гранодиоритового комплекса). Вулканическая деятельность в послепалеогеновый этап происходит в интервале времени от 16 до 6 млн.лет. Между нижним и верхним миоценом (точнее средним сарматом) устанавливается перерыв в магматизме, что соответствует времени формирования гипсоносно-соленосных свит бассейна р.Воротан (Горис), Ереванского и Нахичеванского районов. Изученная территория в это время была приподнята и подвергалась интенсивной эрозии, в результате чего на дневной поверхности обнажались наиболее молодые субвулканические интрузивные массивы – Салвардский, Шенатагский, Вохчинский и др.

Уже в среднем миоцене в качестве поднятия оформилась Закавказская зона, а в опущенных частях ее происходило накопление озерно-континентальных терригенных толщ с диатомитами. Вдоль палеодолин современных рек (Воротан, Сисиан, Айри, Шенатаг) сохранились также озерноконтинентальные толщи, что доказывается наличием верхнеплиоценовых песчано-глинистых диатомитовых отложений.

Верхний плиоцен представлен сисианской песчаноглинистой диатомитовой свитой (озерно-континентальные отложения мощностью от 50 до 300-400м), сложенной диатомитовыми глинами, диатомитами, песчаниками, песками, пемзово-пепловыми образованиями, глинистыми песчаниками, алевритами и галечниками. Залегает горизонтально над различными древними дислоцированными вулканогеннообломочными образованиями палеогена и эродированной поверхностью олигоцен-нижнемиоценовых plutonic массивов: Аревисского, Ахлатянского, Салвардского, а за пределами рассматриваемой территории – Лернашенского и Дастакертского. Покрывается диатомито-песчаная свита верхнеплиоценовыми вулканическими образованиями Ишханасарского хребта и лавами андезитобазальтов Ераблурского плато [12].

Отложения диатомито-песчаной свиты широко развиты в районах сел Брнакот, Ашотаван, Ацаван, Тасик, Салвард, Барцраван, Шагат, а за пределами рассматриваемой территории – в долинах рек Айри, Шенатаг. Эта свита делится на две подсвиты: нижнюю терригенную (галечники, песчаники с косою и диагональною

отдельностью) и верхнюю диатомитовую с горизонтальной слоистостью [12]. Верхняя подсвета сложена диатомитами и диатомитовыми глинами. Верхнеплиоценовый возраст (акчагыл) определяется на основании богатой ископаемой флоры [23].

К верхнему плиоцену относятся также различные континентальные образования: делювиально-пролювиальные и аллювиальные отложения (в долине реки Аргили, к востоку от Сисианского перевала), мазмазакская вулканогенно-терригенная толща в районе устья р.Шахапонк, сложенная конгломератами, гравелитами и песчаниками, мощностью в 40м. Залегают горизонтально на гранитоиды Салвардского массива и на explosивно-обломочные образования миоценового вулкана Нахшунсар.

2.2. Интрузивы бассейна реки Сисиан

На территории бассейна р.Сисиан значительное развитие имеют интрузивные породы, слагающие Аревисский, Кошакарский, Каракертский и Гижгетский массивы, которые расположены в северо-западной части Ордубадской синклинальной зоны на восточном склоне Зангезурского хребта.

Наиболее крупный из них Аревисский массив, который локализован на северо-западном конце цепи интрузивов плутонической провинции Зангезура, с небольшими перерывами протягивающегося от долины р.Аракс (Мегринский плутон) к интрузивам бассейнов рек Гехи (Гехинский, Кавчутский, Казанличский массивы), Шенатаг (Лернашенский, Агавнабердский, Шенатагский массивы), Айри (Дастакертский, Дехнадзорский массивы) и Сисиан (Аревисский и другие массивы) на расстояние более 80км.

Большую часть интрузивов рассматриваемой территории слагают гранитоиды. Аревисский интрузив сложен в основном кварцевыми диоритами, гранодиоритами, адамеллитами и кварцевыми монцонитами (роговообманковыми).

В пределах Аревисского, Кошакарского и Гижгетского массивов установлены также породы габброидного состава, которые слагают отдельные тела преимущественно в эндоконтактных и центральных частях интрузивов – оливиновые габбро, габбро-нори-

ты, троктолиты, а также габбро-монцониты, монцониты и т.д. Каракертский массив сложен исключительно из габбро и габбро-диоритов.

Плутонические породы нижнемиоценового комплекса представлены порфировидными гранит-гранодиоритами. Это небольшие тела, рассеянные между долинами рек Камрчак и Мазмазак – Салвардский массив у устья р.Шахапонк, мелкие штоки грейзенизированных, турмалинизированных гранодиоритов в ущельях р.р.Мазмазак, Шахапонк, на северо-восточном склоне г.Шахапонк и на водоразделе рек Нахшун и Камрчак.

2.2.1. Описание интрузивных массивов

Аревисский массив. Изучался и картировался П.Л. Епремяном (1951), Т.Ш. Татевосяном (1966), Э.Х. Гуляном (1966), О.П. Гуюмджяном (1970,1973), В.Г. Сафаряном (1975). Повторное картирование Аревисского массива в масштабе 1:25000 сделано авторами в 1983-1987 годах.

Аревисский массив занимает площадь в 37 кв.км на восточном склоне Зангезурского хребта. Длина массива 12км, ширина в наиболее широкой части составляет 5,5км, а в наиболее узкой – 0,5 км. Вытянут в северо-западном направлении. Непрерывно прослеживается от долины р.Айри, где разделяется от Дастакертского массива кварцевых диоритов лавами миоценового возраста и вулканогенно-обломочными образованиями гижгетской толщи. Интрузив прорывает вулканогенно-осадочные и вулканогенные толщи нижнего и среднего эоцена. Покрывается среднемиоценовыми лавами и пирокластическими породами салвардской толщи на юго-восточном склоне г.Дибак, к северо-востоку от с.Танаат. Этот массив эродирован сравнительно интенсивно. Кварцевые диориты и гранодиориты обнажаются на высоте 2837м (северо-восточный склон г.Кошакар) и в русле р.Сисиан на высоте 1700м у с.Тасик.

На современном уровне эрозионного среза Аревисский массив подразделяется на три выхода, которые соединяются узкими дайкообразными перемычками. Наиболее крупный северо-западный Танаатский выход площадью примерно в 34кв.км имеет эллип-

соидальную форму, несколько вытянут в широтном направлении. Остальные два выхода – Цгуниский, площадью 1,8 кв. км, и Нжде-янский (Софулуский) площадью 1,7 кв. км – расположены на левом борту р. Айри, в юго-восточной части массива.

Кошакарский массив расположен на юго-западном склоне г. Кошакар и, возможно, является частью Аревисского интрузива. Он изолирован вмещающими лавами и пирокластами среднеэоценового возраста. Если снять небольшой покров вулканических пород района г. Кошакар, то общая конфигурация Аревисского массива на поверхности будет иметь форму равнобедренного треугольника с вершиной в районе развалин с. Хартыгюх и основанием, ориентированным на северо-запад от левого борта р. Цахкашат до верховьев р. Камрчак. Интрузив вытянут согласно с направлением оси гижгетской антиклинальной складки и внедрился в умеренно дислоцированные вулканогенноосадочные и вулканогенные отложения в сводовой части складки. Юго-западное крыло гижгетской складки фиксируется в виде моноклинали в долинах рек Гижгет и Камрчак.

Аревисский массив приурочен к системе разломов северо-западного и субширотного простираний. Форма его выхода показывает, что интрузив внедрен в узловой зоне пересечения разломов северо-западного и широтного простираний. Северо-восточный и восточный контакты круты, а юго-западный, судя по извилистой конфигурации границ и наличию здесь сателлитов, пологий. Интрузив пересекает долину р. Сисиан между селами Аревис и Тасик в широтном направлении, прослеживаясь от левого борта р. Айри до вершины г. Воскесар (Сарыятах) на северо-западе. Аревисский и Дастакертский массивы разделяются средне-верхнемиоценовым Цгуниским субвулканом андезитов и дацитов вдоль долины р. Айри. Т.Ш. Татевосян эти два интрузива объединяет под названием Нжде-Дастакертский массив. Аревисский интрузив рвет среднеэоценовые базальт-андезитовые породы Капудджухского комплекса к северу и северо-западу от г. Воскесар, где местами кайнотипные андезиты среднемиоценового возраста лежат на эродированной поверхности габбро-гранодиоритов.

Современные аллювиальные и песчано-глинистые верхнеплиоценовые отложения сисианской толщи покрывают небольшую

часть массива на северо-восточном участке, в районе разв. с.Хартигюх. В русле р.Забазатур контакт интрузива с верхнеэоценовыми вулканогенно-пирокластическими отложениями гехакарской толщи тектонической.

Внутри массива отмечаются останцы базальтовых пород кровли размером до 0,2х0,3км в кварцевых диоритах к северо-западу от с.Аревис на расстоянии 1км. Ксенолиты-блоки ранних фаз внедрения габбровых и монцонитовых пород отмечаются вдоль юго-западного контакта, на северо-восточном склоне г.Кошакар, на северо-западной части интрузива, в районе г.Воскесар, на левом берегу р.Карамеч и на интервале между селами Аревис и Танаат. Гранитоиды во многих местах покрываются куполами и некками андезитов и дацитов средне-верхнемиоценового возраста. Долины рек Сисиан и Айри, как и площадь Аревисского массива, примечательны большим количеством вулканических жерл, куполов, небольших потоков андезито-дацитового и липаритодацитового состава. На эродированной поверхности гранитоидных пород сохранилось несколько таких некков или жерл, которые обычно в центральных частях представлены массивными лавами, а по краям, часто в виде полукольца, сложены пирокластическим материалом, агломератовыми и крупнообломочными туфами, вулканическим пеплом. Размеры этих вулканов небольшие. Это, видимо, моногенные вулканы, которые образовались в результате однофазового извержения. Диаметр их от 0,5-1,0 км (Пусякский, Цахкашатский, Нждеянский) до 2-3 км (Цгуниский, Гаулутский). Такие вулканические постройки миоценового возраста с некками и короткими потоками лав и пирокластов отмечаются на поверхности и некоторых других массивов северного склона Баргушатского хребта, в бассейне р.Воротан. Это Лернашенский (у одноименного села), Дастакертский и Ахлатянский массивы (к юго-востоку от с.Бнунис). Эти факты позволяют считать, что к моменту сиалического вулканизма в среднем миоцене интрузивы габбро-гранитной серии региона были эродированы.

В составе Аревисского массива установлены следующие типы пород: габбро-нориты, оливинные габбро, габбро (пироксенные); пироксениты, кварцевые и бескварцевые пироксен-роговообманковые, роговообманковые габбро, кварц-пироксенные и дву-

пироксеновые, пироксен-роговообманковые и роговообманковые монцониты, кварцсодержащие пироксен-роговообманковые монцониты, кварцевые диориты, гранодиориты и адамеллиты.

Породы габброидного и монцонитового состава слагают отдельные интрузивные тела в виде крупных блоков-ксенолитов и фрагментов кольцевых интрузивов в краевых частях массива, прорванных апофизами кварцевых диоритов-гранодиоритов главной интрузивной фазы. Преобладающая часть массива сложена кварцевыми диоритами, кварцевыми роговообманковыми монцонитами, адамеллитами и гранодиоритами, несколько варьирующими по составу и в меньшей мере по облику и структуре. Это в основном изменения в соотношении калиевого полевого шпата к сумме полевых шпатов, которое меняется от 14 до 65%, кварца, содержание которого достигает от 5 (в кварцсодержащих диоритах и монцонитах) до 28% (в гранодиоритах и адамеллитах). Среднее содержание кварца в кварцевых роговообманковых монцонитах и кварцевых диоритах составляет около 16%, в гранодиоритах – 23% и адамеллитах – 25%. Средние значения роговой обманки в этих породах меняются от 12 до 15%, биотита – от 1 до 5%. В гранитоидах клинопироксен представлен, главным образом, в виде реликтов внутри кристаллов роговых обманок. Его содержание повышается в кварцевых пироксен-роговообманковых (8%) и пироксеновых монцонитах (14,6%). В кварцевых двухпироксеновых диоритах примерно 7% составляет авгит и 3% – гиперстен.

На северо-восточном склоне г.Кошакар, на площади менее 0,5 кв. км, отмечается все разнообразие пород, характерное для Аревисского массива – от основных-ультраосновных до кислых. Примечательно, что здесь многие блоки габброидных пород контактируют с роговиками высокотемпературных ступеней метаморфизма (гиперстен-кордиеритовыми и плагиоклаз-диопсидовыми). Габброидные породы несут явные признаки базификации и гранитизации, катаклазированы, раздроблены, вероятно, при блоковых движениях, когда вдоль плоскостей отдельных трещин спускались одни блоки и образовалось пространство для внедрения гранитного расплава.

Наиболее характерная особенность Аревисского массива, в

отличие от других гранитоидных интрузивов Баргушата, — наличие в краевых и центральных частях крупных блоков-ксенолитов (останцев) основных пород более ранних фаз. На это указывает развитие многочисленных блоков оливиновых габбро, пироксенитов и оливинитов, характерных для Сваранцского габбро-оливинитового комплекса, калишпатовых габбро, монцонитов и габбро-монцонитов, характерных для Арамаздского габбро-монцонит-сиенитового комплекса, роговообманковых, пироксен-роговообманковых габбро и диоритов, основных пород габбро-диорит-гранитоидного комплекса.

Важный научный интерес представляет необычный состав пород ксенолитов высокотемпературных роговиков и габброидов для интерпретации происхождения гранитного расплава. Аревисский массив, по существу, имеет весьма сложное строение и состав, обусловленный присутствием различных блоков-ксенолитов в более древних интрузивных комплексах и особенно высокотемпературных гиперстен-кордиеритовых роговиках, совершенно отсутствующих в роговиковых фациях интрузивов Мегринского плутона и Баргушата.

Аревисский массив имеет в основной своей массе сравнительно однородный гранодиорит-кварцевый диоритовый состав, но как уже отмечалось выше, внутри этого массива встречаются крупные блоки до 0,5 км в поперечнике и 0,8-1,0 км в длину, а по краевым частям встречаются фрагменты кольцевых интрузивов основного состава.

Габброидные породы слагают краевые участки массива на северо-западном контакте, на склонах г. Воскесар, у с. Аревис на левом борту р. Салвард, на северо-восточном склоне г. Кошакар, а также центральную часть интрузива между с.с. Аревис и Танаат. В большинстве габброидных и монцонитовых пород встречаются два пироксена — авгит и гиперстен, а также биотит и кварц. Гиперстен отмечается также во вмещающих кварцевых диоритах и в блоках-ксенолитах роговиков. Роговики, развитые на юго-западном контакте интрузива и вулканических пород основного состава, представлены роговообманковыми фациями. Здесь же в блоках основных пород, которые заключены в кварцевых диоритах, встречаются

крупные ксенолиты высокотемпературных роговиков. Это роговики кордиерит-гиперстен-биотитового и плагиоклаз-диопсидового состава. Залегание их в блоках габбровых пород, инъецированных кварцевыми диоритами, пока не совсем ясно. В контактовых ореолах Аревисского интрузива гиперстен-кордиеритовые роговики неизвестны, они неизвестны и в роговиковых фациях других интрузивов на территории Баргушатского хребта и Мегринского плутона. Это свидетельствует о том, что блоки гиперстен-кордиеритовых и плагиоклаз-диопсидовых роговиков являются «чужими», привнесенными гранитоидной магмой с больших глубин. Вся сложность в том, что включенные в роговики габброиды несут признаки метаморфизма – базификации и гранитизации. Это, по существу, ксенолиты габброидов, контактирующие с гиперстен-кордиеритовыми и плагиоклаз-диопсидовыми роговиками Аревисского интрузива, содержащего в большом количестве ксенолиты плутонических пород со следами процессов базификации и гранитизации. Пока остается необъясненной локализация ксеногенных пород (в частности, кордиеритовых роговиков) лишь в одном пункте при отсутствии их в других участках контактовой полосы гранитоидного интрузива с теми же вмещающими андезито-базальтовыми породами.

Минералогически породы главной интрузивной фазы массива однообразны, сложены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, роговой обманкой, клино- и ромбическими пироксенами, магнетитом, апатитом и сфеном. Эти минералы входят в состав кварцевых диоритов, адамеллитов и кварцевых роговообманковых монцонитов (т.н. монцонитовых гранитов) главной интрузивной фазы, которые составляют больше 95% объема массива. Породы древних глыб и блоков кольцевого интрузива габброидного состава содержат лабрадор, оливин, гиперстен, авгит, биотит, часто в присутствии калишпата и кварца. Последние два минерала присутствуют и в габбро-норитах, оливиновых габбро и двупироксеновых монцонитах и диоритах. Гиперстен отмечается почти во всех типах пород района г.Кошакар. Гиперстенсодержащие породы мало характерны даже для Сваранцкого габбро-оливинитового комплекса. Гиперстен здесь встречается в большом количестве (до

20%) в роговиках, контактирующих с габброидами в блоках-ксенолитах.

Аревисский интрузив многофазовый, о чем могут свидетельствовать краевые и некоторые центральные части интрузива, наполненные крупными блоками-ксенолитами и останцами, сложенными породами основного состава. В процессе формирования пород главной гранитоидной фазы окружающие породы были раздроблены, раздвинуты, перетерты, прорваны расплавом, возможно, смещены, опущены. Интересно отметить, что в Гехинском массиве сходного состава сохранился кольцевой интрузив габброидов по его краям [4,5]. Видимо, Аревисский интрузив, как и многие гранитоидные интрузивы, в частности Гехинский и Дастакертский, выполняет кальдеры проседания. К числу наиболее убедительных фактов в пользу этого предположения относятся фрагменты кольцевых интрузивов габброидных пород в краевых частях Аревисского, Дастакертского массивов, а также наличие кольцевого интрузива в Гехинском массиве.

Кошакарский массив. Расположен в бассейне р.Айри на юго-восточном склоне г.Кошакар, и занимает площадь 1,5 кв.км. Прослеживается вдоль ущелья левого притока р.Цахкашат (Чичаклы) на расстоянии 3км, при средней ширине в 0,5км. Кварцевые диориты, габбро и диориты этого интрузива рвут вулканические и вулканогеннообломочные породы эоцена. Положение Кошакарского интрузива и характер юго-западного контакта близко расположенного Аревисского массива позволяют предположить, что на глубине 200-300м эти два интрузива соединяются. Габброиды составляют более 30% площади Кошакарского массива.

Гижгетский массив. Небольшой, изометричной формы массив, площадью в 0,5кв.км, расположен на правом склоне р.Гижгет (правый приток р.Сисиан). Представлен кварцевыми диоритами, гранодиоритами и габбро (габбро-гранитная серия нижнеолигоценового комплекса). Массив пересекает базальтовые лавы Капутджухского комплекса среднеэоценового возраста.

Каракертский массив. Находится в 2,5км к юго-западу от с. Аревис на правом борту р. Салвард. Представлен габбро и габбродиоритами. Обнаружен и изучен О. П. Гуюмджяном. Площадь

интрузива 0,2 кв. км, в плане имеет изометричную форму. Возможно, составляет единое тело с кольцевым интрузивом габброидов Аревисского массива. Находится к югу от контакта габбровых пород Аревисского массива на расстоянии 1,25 км. В составе габбро участвуют клинопироксен в виде изометричных зерен и лабрадор (56-60% ан), в виде удлиненных и идиоморфных зерен магнетит. Отмечаются зерна калишпата в промежутках плагиоклазов (5%). Магнетиты замещаются биотитом (3%), клинопироксены – магнетитом, хлоритом и биотитом или карбонатом, магнетитом и мусковитом.

В составе габбро – клинопироксен (24%), плагиоклаз (55%), магнетит (7%), биотит (3%), хлорит (6%), апатит, калишпат (5%).

Комплекс нижнемиоценовых интрузивных пород относится к гранит-гранодиоритовой формации. Является наиболее продуктивным в отношении медно-молибденового оруденения в Мегринском плутоне (Каджаран, Звар), в бассейнах рек Гехи (Казанлический), Шенатаг (Лалаюртский), Айри (Дегнадзорский) и Сисиан (Салвардский). К этому комплексу в Зангезуре относится ряд интрузивных массивов – Вохчинский (наиболее крупный трехфазный массив в составе Мегринского плутона), Шенатагский (двухфазный), Лалаюртский в бассейне р. Шенатаг, Казанлический (однофазный) на восточном склоне Зангезурского хребта и Салвардский в бассейне р. Сисиан. К нижнемиоценовому гранит-гранодиоритовому комплексу относятся также многочисленные мелкие выходы интрузивных тел в бассейне р. Салвард, вдоль русел его притоков – Мазмазака, Шахапонка, Нахшуна на восточном склоне г. Шахапонк, на водоразделе рек Камрчак и Салвард. Общая площадь выходов этих интрузивов составляет всего 0,50 кв. км. Наиболее крупный среди них Салвардский массив имеет длину 0,85, ширину до 0,4 км. Размеры других выходов до 0,5x0,3 км.

Интрузивы гранит-гранитдиоритового комплекса (подобно послегранитной дайковой серии гранодиорит-порфиров и диорит-порфиринов, а также риолитовых порфиров, близких по возрасту салвардскому миоценовому комплексу вулканитов), приурочены к системе нарушений северо-западного продолжения Дебаклинского (Дебакли-Салвардского) разлома. Они располагаются в виде цепоч-

ки вдоль русел рек Шахапонк и Мазмазак, вдоль субширотных разломов. Выходы интрузивов этого комплекса тяготеют, главным образом, к верховьям рек Салвард и Камрчак и их водоразделу. Интрузивы размещены в капутджухской и гехакарской вулканогенных толщах. Они неизвестны в камрчакской эксплозивно-обломочной толще, которая, на наш взгляд, относится к среднему миоцену, а по В.Г.Сафаряну [10] – к верхнему олигоцену – нижнему миоцену.

Мелкие выходы порфировидных гранодиоритов, рассеянных между реками Салвард и Камрчак, можно рассматривать как апикальные части единого интрузива, расположенного примерно на глубине 200-300м от уровня русел этих рек. Криптовые и крупнопорфировые структуры, интенсивно развитая грейзенизация во всех выходах, а также характер распределения мелких интрузивных выходов (преимущественно вдоль русел глубоких ущелий) позволяют предполагать, что здесь обнажаются лишь апикальные части единого массива порфировидных гранодиоритов.

Салвардский массив расположен около устьев рек Нахшун и Шахапонк, среди вулканических пород среднеэоценового Капутджухского комплекса. На эродированной поверхности гранитоидов горизонтально залегает мазмазакская туфогеннотерригенная толща туфоконгломератов, туфопесчаников, гравелитов и агломератовых туфов андезитодацитов, которые слагают небольшое вулканическое сооружение Нахшунсар средне-миоценового возраста.

Длина Салвардского массива – 0,85км, ширина от 0,25 до 0,4км. Вытянут он в меридиональном направлении. Породы массива серицитизированы, окварцованы, а местами интенсивно изменены и превращены в кварц-слюдяно-турмалиновые грейзены. Они имеют площадное развитие и отмечаются в апикальной части Салвардского слабо эродированного интрузива. Зоны грейзенов сопровождаются метасоматическими жилами кварца, вместе с которыми образуют единое поле метасоматически измененных пород. В составе рудных минералов кварцево-слюдяных грейзенов участвует молибденит. Грейзены сходного или другого состава в пределах других массивов порфировидных гранодиоритов Мегринского плутона и интрузивов Баргушатской группы не встречены. Турмалино-

вые грейзены кварц-слюдяной фации Салвардского массива являются единственными для всего Зангезура. В ореоле этого интрузива отмечаются многочисленные дайки гранодиорит- и риолитовых порфиров, часть которых в южной и юго-восточной частях пронизывает интрузив. Все эти дайки аргиллитизированы и окварцованы и поэтому трудно разграничиваются от грейзенизированных порфиroidных гранодиоритов. Такие дайки, как и мелкие тела порфиroidных гранодиоритов, широко развиты на площади между руслами рек Нахшун, Шахапонк и Мазмазак, что, возможно, указывает на наличие здесь крупного, не вскрытого эрозией интрузива, в надинтрузивной или околоинтрузивной зоне которого внедрились порфиroidные дайки.

Вмещающие породы Салвардского массива – среднеэоценовые андезиты и базальты. На эродированной поверхности массива залегают туфы и лавы андезит-дацитовой серии среднего миоцена (вулкан Нахшунсар) и терригенные отложения верхнего плиоцена мазмазакской толщи.

В плане мелкие выходы порфиroidных гранодиоритов имеют изометрические или удлинённые формы в виде даек. Суммарная мощность картированных интрузивов около 0.5 кв. км. Все они однообразны по составу и сходны по структурам. В их составе известны розоватые порфиroidные гранодиориты и адамеллиты. По краям отмечаются гранодиорит-порфиры, которые в сторону центральной части массива постепенно переходят в порфиroidные типы. Гранитоиды всех массивов сопровождаются грейзенами и кварц-молибденовой минерализацией. Дайки обычно превращены в кварц-каолинит-серицитовые метасоматиты.

Порфиroidные гранодиориты – богатые кварцем породы, в них вкрапленники представлены плагиоклазом, калишпатом, роговой обманкой, биотитом. Структура основной массы – аплитовая, аллотриморфнозернистая, состоит из микрокристаллического кварц-полевошпатового агрегата, в котором рассеяны кристаллы магнетита, ксенотима, монацита, апатита и сфена. Структуры пойкилитовые, криптовые. В грейзенизированных типах появляются серицит, мусковит и турмалин, увеличивается содержание кварца за счет полевых шпатов, в результате чего аплитовые структуры

заменяются лепидогранобластовыми. Вкрапленники плагиоклазов заполняются чешуйками серицита и мусковита. Темноцветные минералы замещаются хлоритом, магнетитом, серицитом, а в конечном счете – кварц-мусковитовым агрегатом с рудными минералами.

Грейзены развиваются в породах кровли Салвардского интрузива. Строение грейзенов обычно простое. На левом берегу р.Шахапонк, напротив устья ее притока Нахшун, выше старой штольни в 40-50м по склону, на стене расчистки отмечается система пологопадающих и беспорядочно расположенных жил, гнезд и линз кварца мощностью в 5-10см, а в раздувах до 40-50см. Эти тела крупно-, грубокристаллического и гребенчатого кварца появляются в наиболее интенсивно грейзенизированных участках штока. Образование кварцевых жил связано с процессами метасоматического замещения, развивающегося в участках пересечения трещин различной ориентировки. Кварцевые жилы образуют многочисленные раздувы, ответвления и пережимы, напоминают скорее прерывистый ряд линз и гнезд неправильной формы, соединяющиеся более узкими перемычками, чем жилы заполнения. Они обычно монокварцевые, но нередко содержат крупнокристаллические, радиально-лучистые и сноповые агрегаты белого целестинобарита. Кварцевые фации с целестинобаритом в общем составляют незначительную часть общих зон грейзенов, т.е. кварц-сланцевых фаций с турмалином.

Целестинобарит выделяется в друзовых полостях или раздувах, в центральных частях кварцевых жил или нарастает на стенках трещин в грейзенах или на гребенчатый кварц. Целестинобарит образует сноповидные, лучистые или параллельно-пластинчатые агрегаты. Размеры лучистых агрегатов обычно 1-3см, местами достигают 5см. Вне кварцевых зон или жил целестинобарит не встречается.

Грейзены характеризуются шелковистым блеском, пятнистыми текстурами с турмалиновыми "солнцами". Состоят из крупных чешуек, пластинок мусковита, серицита, кварца и турмалина. Они отмечаются большим содержанием слюды и на 60-80% состоят из мусковита и серицита. Для структуры грейзенов характерно

наличие тонких удлиненных призм турмалина, образующих радиально-лучистые или сноповидные агрегаты. Турмалиновые "солнца" играют роль порфиробластов, выступают в виде пятен на фоне кварц-слюдяного агрегата с лепидогранобластовой структурой. Сноповидные скопления серицита и мусковита, а также радиально-лучистые агрегаты турмалина включены в микрогранобластовую массу кварца.

В грейзенах постоянно присутствует турмалин от 1-2 до 8-10 %, редко и больше. Турмалин микроскопически черный, под микроскопом почти бесцветный, сине-серый. Образует радиально-лучистые агрегаты и гранобласты. Возможно, последние являются более ранними, т.е. позднемагматическими, т.к. мелкозернистый турмалин отмечается и в относительно слабо грейзенизированных породах или относительно свежих порфиридных гранодиоритах. Микрогранобласты турмалина отмечаются в центральных частях турмалиновых "солнц" из кварц-слюдяных грейзенов. Иглы, удлиненные призмы турмалина длиной в 1-2 см проникают сквозь мозаичный агрегат вторичного кварца. Они пронизывают также гломеробластовые агрегаты кварца и мусковита, что обусловлено более поздним образованием радиально-лучистых сростков турмалина. Фон в турмалинизированном грейзене образует кварц-мусковитовый агрегат. Структура нематобластовая, центрическая, сноповая, порфиробластовая. Текстура грейзенов пятнистая, сноповая и радиально-лучистая. На фоне мелкочешуйчатых индивидов бесцветной слюды и микрогранобластов кварца более крупные зерна кварца и пластинки мусковита образуют гломеробластовые скопления, совместно или порознь.

В грейзенах структуры исходных пород уничтожены. В них можно наблюдать различные зоны грейзенизации, в которых сохранились кристаллы плагиоклаза, частично замещенные серицитом и мусковитом или кварц-слюдяным агрегатом. Раньше всего замещаются вкрапленники полевых шпатов. Между зернами полностью серицитизированного плагиоклаза сохраняется основная масса, состоящая из кварца, калишпата, иногда призм, гранобластов и тонких иголок турмалина. Повышенная концентрация бора в пневмолитах обуславливает кристаллизацию турмалина вместо

железистого биотита. Процесс грейзенизации оканчивается образованием кварцевых "ядер" в центральных частях грейзенов или в "тыловых" зонах. Эти кварцевые "ядра" с многочисленными ответвлениями имеют жило-, линзо-, гнездо- и трубообразные формы. К ним непосредственно прилегают узкие слюдисто-кварцевые зоны, которые переходят в кварцево-сланцевые грейзены, затем в грейзенизированные гранодиориты и свежие гранодиориты. Кварцево-сланцевая фация грейзенов имеет наибольшее развитие среди других фаций грейзенов и занимает в общем несколько тысяч квадратных метров внутри Салвардского массива.

Для рассматриваемых грейзенов характерна следующая метасоматическая зональность: кварц или целестинобарит → кварцевый грейзен → слюдисто-кварцевый грейзен → кварц-сланцевой грейзен с турмалином → грейзенизированный гранодиорит → порфировидный гранодиорит.

В грейзенах и грейзенизированных гранитоидах Салвардского массива встречается вольфрамит, молибденит, который в отдельных участках образует значительные концентрации, для изучения которых в 60 – 70 -х годах были проведены поисковоразведочные работы.

2.2.2. Петрография интрузивных пород

Габбро-нориты кварцсодержащие или двупироксеновые габбро. Средний состав габбро-норитов по 7 образцам следующий (%): основной плагиоклаз – 53,2, калишпат – 2,0, кварц – 3,5, гиперстен – 3,2, диопсид-авгит – 24,5, роговая обманка – 1,5, биотит – 7,8, магнетит – 4,3. Мелкозернистые, темно-серые, массивные породы. На фоне относительно малозернистой основной массы с габбродиабазовой, местами пойкилитовой структуры (размеры зерен обычно 0,6-1,0мм), выделяются микропорфировидные вкрапленники плагиоклаза размерами 1,5-2,0мм в длину. Плагиоклазы представлены полисинтетическими кристаллами лабрадора (~60% ан), иногда концентрически-зональными кристаллами. Зерна плагиоклаза основной массы – призматические, среднезернистые, лейстоподобные, сходные с плагиоклазовыми кристаллами диаба-

зов, но они здесь несколько короче, а разница в идиоморфизме между плагиоклазом и клинопироксеном не такая резкая, как в типичных диабазовых структурах. В плагиоклазе часто присутствуют включения клинопироксена, рудных минералов и апатита. Структура таких участков пойкилитовая.

Клинопироксен наиболее характерный минерал этих габбро. Это авгит-диопсид с хорошо выраженной, нередко диаллаговой отдельностью. Спайность преобладает над трещинками отдельностей кристаллов. Клинопироксен содержит местами включения мелких зерен гиперстена, часто сдвойникован, ксеноморфен, идиоморфные зерна редки. Зачастую это неправильные, ангедральные зерна, рассеянные в промежутках идиоморфных призматических кристаллов плагиоклаза, но иногда встречается в виде гломеропорфировых скоплений или сросшихся зерен. Ромбический пироксен представлен гиперстеном. Образует гипидиоморфные, ангедральные, изометричные зерна, редко несколько удлинённые призмы. Часто встречается в виде незамещённого включения (реликта) в центральной части кристаллов клинопироксена, который в виде толстой каймы окружает гиперстен. Оптически отрицательный. Плеохроирует отчетливо от светло-розового, розового по N_p до светло-зеленого по N_g . Орто- и клинопироксены содержат многочисленные включения магнетита, которые обрастают обычно биотитом. Последний ассоциирует с ромбическими и моноклиновыми пироксенами, образует реакционные каемки вокруг них и магнетита. Встречается также в виде неправильных самостоятельных чешуек, независимо от темноцветных минералов.

Плеохроизм биотита — от светло-желтого до коричнево-бурого. Структура габбро-норитов аллотриоморфнозернистая, с участками пойкилитовой и габбро-диабазовой структуры. Плагиоклаз образует короткие и несколько удлинённые призматические, обычно идиоморфные кристаллы, а клино- и ортопироксены — короткие призмы, чаще ксеноморфные, гипидиоморфные, которые расположены в промежутках между призмами плагиоклазов. Биотит обычно представлен реакционными каемками вокруг пироксенов. Чешуйки биотита всегда ксеноморфны, на поверхности пироксенов образуют зерна весьма разнообразной формы. Редко

отмечаются и реакционные каймы зеленой роговой обманки вокруг клинопироксенов. Эти габбро местами слабо амфиболизированы. В некоторых шлифах отмечается очень много включений роговой обманки в относительно крупных кристаллах плагиоклаза и клинопироксена.

На фоне этих кварцсодержащих габбро-норитов отмечаются ксенолиты(?) или останцы (?) кордиеритовых роговиков, которые первоначально нами были приняты за фациальные шпиры или жильные тела мелкозернистых черных норитов и т.д.

Минеральный состав *габбро* (пироксеновый) (по 7 образцам) (%): плагиоклаз –58,3, клинопироксен –31,2, роговая обманка –2,5, биотит –1,0, магнетит –7,0. Как видно, плагиоклаз и клинопироксен образуют вместе около 90% породы по объему. Биотит и роговая обманка развиваются по пироксену и их содержание в сумме не достигает и 5%. Биотит встречается в единичных шлифах в виде небольших неправильных чешуек, псевдоморфно замещающих пироксен. Пироксены слабо хлоритизированы, в некоторых породах количество хлоритов достигает 1-2%. Представлен диопсид авгитом.

Наиболее характерные структуры – габбро-диабазовая (или габбро-офитовая) и габбровая. Последняя встречается реже. Характеризуется ксеноморфными, изометричными зернами клинопироксена и плагиоклаза. Для пироксеновых габбро с габбро-офитовой структурой характерны среднезернистые призматические кристаллы основного плагиоклаза и изометричные, ксеноморфные зерна диопсид-авгита. Макроскопически – это темно-серые, мелко-среднезернистые массивные породы с микрофенокристаллами пироксена размерами в 0,5-1,0см или гломеропорфирическими скоплениями. Взаимоотношения амфибола и пироксена обычные. Это касается и биотита. Роговая обманка обыкновенная, плеохроирует от светло-желтого до темно-зеленого, буроватого цветов. Пироксеновые габбро прорываются кварцевыми пироксеновыми диоритами, гранодиоритами, адаметеллитами и кварц-роговообманковыми монцонитами, которые моложе определенных оливиновых габбро и пироксенитов, встречающихся в виде достаточно крупных глыб, часто с трудноуловимыми границами. Постепенные переходы между пи-

роксеновыми габбро, габбро-норитами и оливиновыми габбро не установлены. Можно предполагать, что такой переход существует между первыми двумя – габбро-клинопироксеновыми и двупироксеновыми. На фоне этих пород встречаются шпировидные и дайкоподобные ксенолиты кордиеритовых роговиков, а также шпирь троктолитов и пироксенитов.

В кордиеритовых (или гиперстен-кордиеритовых) роговиках и габбро-норитах оливин не встречен. Эти два типа пород макроскопически резко отличаются. Роговики (т.е. шпиро- и дайкоподобные ксенолиты) всегда представлены мелко- и равномернозернистыми черными массивными породами и являются более древними инородными телами в пироксеновых и двупироксеновых габбро. Оливиновые габбро вместе со шпировыми пироксенитами представлены в виде крупных ксенолитов (или блоков-реликтов) внутри габброидов.

Оливиновые или троктолитовые габбро массивные крупнозернистые темно-серые породы, в состав которых входят: плагиоклаз, оливин, клинопироксен, биотит, магнетит, апатит, нередко ортопироксен. Наиболее характерный вторичный минерал – темно-серый боулингит по трещинкам в оливине. Структура офитовая. Разнообразно ориентированные удлиненные призмы плагиоклаза идиоморфны по отношению к клинопироксену и оливину. Эти последние заполняют промежутки между кристаллами плагиоклаза. Формы оливина обычные, в его трещинках присутствует серпентин. Чаще встречаются оливины свежие, без серпентина даже в наиболее тонких трещинках. Оливин образует изометричные зерна размерами в 1мм в поперечнике. Клинопироксен встречается совместно с оливином. Отмечаются также единичные зерна гиперстена с плеохроизмом в светло-розоватых тонах. Биотит представлен ксеноморфными ангедральными чешуйками в окружении темноцветных минералов и магнетита, и в виде пойкилитов встречается внутри пироксенов. Плеохроизм биотита – от светло-желтого до оранжево-красного. Магнетит образует скопления неправильных зерен на поверхности пироксенов и оливинов, присутствует также в виде пыли в клинопироксене. Неправильные зерна магнетита расположены обычно в промежутках между кристаллами пироксена,

но они образуют также выделения на поверхности гиперстена, напоминающие пегматитовые графические сростания. Все кристаллы гиперстена образуют "пегматитоидные" сростания с магнетитом. Апатит образует короткие, широкие, толстые, изометричные призмы и неправильные зерна.

Состав троктолитового габбро (%): плагиоклаз – 53, оливин – 21, клинопироксен – 12, магнетит – 7,5, биотит – 3, гиперстен – 2, апатит – 1,5. Частично амфиболизирован, встречаются псевдоморфозы роговой обманки по пироксенам. Структура габбро-офитовая с аллотриоморфозернистыми участками, офитовая и пойкилофитовая. Характерны пойкилиты плагиоклаза в оливине, пироксене. Плагиоклазы идиоморфнее темноцветных минералов. Оливины слабо серпентинизированы. Часто они совершенно свежие, и только внутри неправильных трещин отмечается зеленоватый серпентин (боулингит).

Биотит по N_p светло-желтый, по N_m-N_g красно-бурый. Содержание оливина и пироксена изменчивое. Разновидности габбро, содержащие более 20% оливина и меньше 10% клинопироксена, можно уже называть троктолитовыми габбро, чтобы подчеркнуть значение оливина в них. Отмечаются и троктолиты, где единственным темноцветным минералом является оливин, если не считать единичные зерна пироксена. В таких троктолитах все же присутствует несколько процентов (~5%) клинопироксена. Этим они отличаются от "чистых" троктолитов Сваранцкого массива. Оливин образует неправильные, изометричные зерна, которые пересекаются изометричными трещинками, заполненными иногда серпентином. Часто в них включены кристаллы плагиоклаза. Биотит непосредственно замещает оливин. По составу близок к флогопиту, но присутствуют и зерна лепидомеланового состава (непрозрачные по $N_m \approx N_g$).

Оливиновые габбро и разновидности основных пород ксенолитов-блоков ранних комплексов. В составе, кроме лабрадора, орто- и клинопироксена, отмечается значительное количество слабо серпентинизированного оливина, который не встречается в других основных породах (габбро-нориты, габбро или нориты) района. Оливинсодержащие породы известны лишь в Сваранцком ком-

плексе междуречья Агандзу и Караунц. Оливиновые габброиды отмечены и в бассейне р.Салвард, у с.Аревис. Они описаны Т.Ш. Татевосяном, Э.Х. Гуляном, П.Л. Епремяном, В.Г. Сафаряном. В габбро-диоритах верховья р.Салвард Т.Ш. Татевосян отмечает шликр оливинового габбро, (вероятно, на юго-восточном склоне г.Кошакар) размером от нескольких сантиметров до 30-40см в поперечнике. Под микроскопом в оливиновом габбро видна крупнозернистая офитовая структура. В составе пород отмечены (%): плагиоклаз – 58, клинопироксен – 17, ромбический пироксен – 1, оливин – 14, биотит – 3, магнетит – 6, апатит – 1, из вторичных минералов – серпентин, серицит, карбонаты (обр.6153). Плагиоклаз образует неравномерно распределенные крупные кристаллы лабрадора, таблички до 2-3мм в длину, полисинтетические, иногда с зональным строением. Клино- и ортопироксены отчетливо ксеноморфны по отношению к кристаллам плагиоклаза, бесцветны или слабо зеленоваты. По оптическим свойствам выделяются авгит и диопсид. Магнетит представлен зернами двух генераций: первая в виде неправильных зерен, рассеяных на поверхности темноцветных минералов и образующих пойкилитовые включения; вторая, более поздняя генерация, образует неправильные ксеноморфные, но относительно крупные зерна (размерами до 1-2мм в поперечнике), которые занимают промежутки между оливином и пироксенами, по отношению к которым отчетливо ксеноморфны.

Эпигенетические или "вторичные" изменения в оливиновых габбро выражены в серпентинизации оливинов и замещении незначительной части пироксена светло-зеленой роговой обманкой. Зерна плагиоклаза имеют довольно свежий облик. В оливиновых габбро отмечаются также многочисленные крупные кристаллики апатита (до 1%).

На юго-восточном склоне г.Кошакар встречаются также оливиновые габбро с низким содержанием оливина (~5%) и высоким – клинопироксена (34%). Эти габбро часто бывают слабо амфиболлизированными (3% амфибола) и биотитизированными (1% биотита). Серпентин обычно присутствует в незначительном количестве (менее 1%). Магнетит (9%) занимает промежутки темноцветных минералов, и значительная часть его ксеноморфна по от-

ношению к ним. Содержание плагиоклаза 47%. Кристаллы его идиоморфнее темноцветных минералов. Структура габбро-офитовая, офитовая, местами пойкилитовая. Кристаллы клинопироксена ксеноморфные, частично – идиоморфные. Плагиоклазы резко идиоморфны по отношению к темноцветным минералам, образуют короткие призматические кристаллы, удлинённые призмы, иногда и аллотриоморфные зерна. Оливиновые габбро характеризуются офитовыми (диабазовыми) или габбро-офитовыми (габбро-диабазовыми) структурами.

Габброидные породы района г.Кошакар имеют массивное или шлирово-пятнистое сложение. Эти шлировые участки сложены клинопироксеном (до 80% объема), плагиоклазом (от единичных зерен до 40%), магнетитом [6-15], а также биотитом (~1%), коричневатозеленым амфиболом (~10%), вторичными минералами – эпидотом, хлоритом и уралитом. Структура шлиров пироксенита аллотриоморфнозернистая.

Составы шлиров пироксенита и меланократового габбро. Один из шлиров имеет следующий состав (%): клинопироксен – 50, плагиоклаз – 32, обыкновенная оливково-зеленая и коричневая роговая обманка – 7, биотит – 1, магнетит – 10. Вся роговая обманка развивается псевдоморфно по пироксену. Пироксены и роговая обманка слабо хлоритизированы. Всего 1% хлорита отмечается в этом шлифе. Шлиры в габбро расположены неравномерно. Под микроскопом отмечается чередование участков толщиной в 1-2мм, где последовательно меняется относительное содержание плагиоклаза и клинопироксена. Между плагиоклазовыми пироксенитами (обр. 6153^{III}) расположены габбро с составом (%) – 64 плагиоклаза, 20 клинопироксена, 6 магнетита и 1 биотита (обр.6153^{IV}). Отмечаются шлиры "чистого" пироксенита – 80% клинопироксена, 7% роговой обманки, реакционно развивающейся по пироксенам, 10% магнетита и 3% вторичного хлорита. Шлиры бесплагиоклазовых пироксенитов чередуются с пироксенитами, которые содержат значительное количество плагиоклаза – от единичных зерен до 30%.

Иногда меланократовые породы этих шлиров амфиболизированы довольно интенсивно (до 10-15% роговой обманки). Содержание магнетита в них резко колеблется и достигает до 15-20%.

Состав плагиоклазового пироксенита (%): клинопироксен – 77, магнетит – 18, плагиоклаз – 5. Пироксены слабо амфиболизированы. На поверхности кристаллов пироксена отмечаются чешуйки хлорита (до 5%), эпидота – (~1%), псевдоморфозы зеленой роговой обманки (до 10%). Состав плагиоклаза – лабрадор-битовнит (70-75% ан).

Габбро (клинопироксеновое) из небольшого интрузива на правом склоне р.Гижгет (Гижгетский интрузив габбро-гранодиоритов) имеет следующий состав (%): плагиоклаз – 58,5, клинопироксен – 32,0, кварц – 1,5, биотит – 3,5, магнетит – 4,0, апатит – 0,9, сфен – 0,1. Структура призматически-зернистая, субофитовая, переходная к габбровой. Обычно слабо уралитизированное. Отмечаются зерна зеленого серпентина на поверхности клинопироксенов и реакционные каймы и чешуйки биотита по пироксенам (обр Ap111 и Ap112). Роговая обманка бледно-зеленая, волокнистая, уралитовая. Биотиты и пироксены также хлоритизированы. Отличаются от габброидов района г.Кошакар относительно низким содержанием магнетита и присутствием кварца. По существу, это кварцсодержащие габбро (в среднем 2%). Кварц появляется в значительном количестве в роговообманковых и калишпатовых разновидностях. Даже для пироксен-роговообманковых габбро кварц не характерен. Габброиды (безоливиновые типы) района г.Кошакар ближе по составу к габбро Арамаздского массива.

Габбро кварцевые роговообманковые обнажаются на юго-восточном склоне г.Кошакар в ущелье левого притока реки Цахкаовит (Чичаглы). Входят в состав небольшого Кошакарского интрузива, где наряду с габбро развиты и породы диоритового состава, представленные типичными роговообманковыми габбро, сходными с габброидами Гехинского кольцевого интрузива. Состав (%): основной плагиоклаз – 59, роговая обманка – 23,5, кварц – 5, биотит – 2,5, магнетит – 4,0, сфен – 0,4, апатит – 0,1, а также хлорит – 4,5, эпидот – 1,5. Структура габбро – офитовая; роговая обманка образует неправильные ксеноморфные зерна, которые расположены в промежутках относительно идиоморфных призм плагиоклазов. Во всех породах присутствует небольшое количество кварца. Клинопироксен обычно отсутствует, местами присутствует в качестве

реликтов среди роговых обманок. Биотит представлен лепидомеланом.

Роговообманковые габбро – сходного состава, но уже с калишпатом (не более 10%), развиты на северо-восточном и северо-западном склонах и около вершины г.Кошакар. Это – средне-крупнозернистые породы с офитовой структурой. Состав (%): плагиоклаз – 56, роговая обманка – 27, кварц – 7, калишпат – 6, магнетит – 3, сфен – 0,7 и апатит – 0,3. Состоит из таблитчатых кристаллов плагиоклаза размерами в 1-1,5мм обычно идиоморфных коротких призм и ксеноморфных зерен бледно-зеленой роговой обманки, часто хлоритизированной. На поверхности различных кристаллов роговой обманки отмечаются зерна хлорита, эпидота, магнетита и кварца. Ксеноморфные зерна калишпата и кварца расположены в промежутках призм плагиоклаза. Изометричные зерна магнетита рассеяны вокруг темноцветных минералов или на их поверхности. Сфен и толстые короткие призмы апатита также рассеяны неравномерно и больше всего встречаются вблизи темноцветных минералов.

Роговообманковые габбро имеют незначительное распространение в пределах Аревисского массива. Они развиты по краям этого массива – на северо-западном и юго-западном контактах, там, где обнажаются выходы более древних фаз.

Габбро пироксен – роговообманковые распространены у с.Аревис, на склонах г.Кошакар, на северо-западном контакте Аревисского интрузива, а также на склонах вершины 2406,9м (на расстоянии 2,2км к СЗ и северу от с.Аревис). В составе этих габбро плагиоклазы слагают от 48 до 78% (в среднем 65,4%), клинопироксены – от 3 до 38% (в среднем 12,8%), биотиты – 1,6, магнетиты – 3,9, апатиты – 0,6 и сфены – 0,1%. Редко отмечается кварц (~ 1%) вместе с калишпатом (~ 5%) у северного контакта интрузива или только калишпат в габбро, которые образуют небольшой шток в ущелье р. Салвард на расстоянии 1,5-2,0км к западу от с.Аревис.

Структура пироксен-роговообманковых габбро – офитовая, габбро-офитовая, призматически-зернистая. Породы всегда частично уралитизированы, хлоритизированы (до 5-7% хлорита), эпидотизированы (1-3% эпидота), редко карбонатизированы (~1%). Из

вторичных минералов встречаются также актинолит и серпентин. Габбровые структуры указывают на одновременную кристаллизацию плагиоклаза и темноцветных минералов. В офитовых и призматически-зернистых структурах кристаллизация плагиоклаза начинается и завершается раньше, чем пироксенов. В габбро с габбро-диабазовой структурой идиоморфизм плагиоклазов также указывает на раннюю кристаллизацию плагиоклазов. Аллотриморфнозернистые или габбровые структуры встречаются в норитах, троктолитовых габбро и, редко, в некоторых габбро-норитах. Наиболее характерные структуры габбро-офитовые, пойкилитовые и офитовые. В них всегда плагиоклазы идиоморфнее темноцветных, включены в них в виде пойкилитов и указывают на более раннюю кристаллизацию их из расплава.

На северо-восточном склоне г.Кошакар встречены и габбро, содержащие значительное количество кварца и калишпата. Состав такого калишпат-кварцевого габбро следующий (%): лабрадор – 43, клинопироксен – 19, роговая обманка – 3, биотит – 11, калишпат – 9, кварц – 11, гиперстен – 1 и магнетит – 3. Структура монцонитовая, габбро-офитовая, гипидиоморфнозернистая. Макроскопически массивные серые среднезернистые породы. Кварц и калишпат ксеноморфны, расположены в промежутках идиоморфных призм плагиоклазов. По составу близки к кварцевым габбро-монцонитам.

Анализ взаимоотношений минералов и микроструктур в габброидах позволяет выделить в них несколько последовательных стадий кристаллизации парагенетических ассоциаций минералов.

1. Как правило, первая наиболее ранняя ассоциация представлена не пироксенами или оливинами, а плагиоклазами основного состава. Эти полевые шпаты слагают от 40 до 80% объема пород. Идиоморфные призматические кристаллы плагиоклаза создают призматически-зернистую, пандиоморфнозернистую, порфирировидную или гломеропорфирировидную структуры. Только в норитах и троктолитовых габбро отмечаются очень четко аллотриморфнозернистые или габбровые структуры с изометричными, аллотриморфнозернистыми кристаллами плагиоклаза, пироксена и оливина. Эти взаимоотношения в данных структурах указывают на одновременную кристаллизацию минералов: клинопироксен-плагио-

клар-оливиновой или плагиоклаз-ортопироксеновой ассоциации. В норитах биотит позднемагматический, кварц заполняет промежутки более ранних минералов. Магнетит также образует неправильные зерна, что указывает на его более позднее выделение из расплава, одновременно или несколько раньше кварца.

Раннее выделение темноцветных минералов (пироксен, роговая обманка) отмечается в некоторых диоритах и гранодиоритах этого интрузивного массива.

2. Вторая ассоциация минералов представлена плагиоклазом второй генерации (более мелкие зерна, чем микропорфировидные вкрапленники, основной каркас породы состоит из них), ромбическим пироксеном и клинопироксеном. После кристаллизации пироксенов происходит реакционное замещение их зеленой роговой обманкой, которая обычно замещает более ранние темноцветные минералы (включая и оливины). При этом образуется или обыкновенная зеленая роговая обманка, псевдоморфная (уралит), или слабо зеленоватая волокнистая разность. Последняя замещает и зеленую роговую обманку, нарушает четкость контуров кристаллов, образует размазанные зерна. Такая уралитизация с образованием псевдоморфных кристаллов или позднемагматическая амфиболитизация характерна для габброидов, но не сильно выражена, так что габброиды в основном сохраняют свой первичный облик. Псевдоморфозы роговой обманки по пироксену волокнистые, светлые, сине-зеленые, близки по составу к тремолиту или актинолиту.

Темноцветная обыкновенная роговая обманка, в отличие от уралитовой волокнистой, содержит реликты зерен пироксена в различных частях: по краям, в центральных частях и т.д. Это псевдоморфное замещение происходит в магматическую или позднемагматическую стадию, и, конечно, не связано с гидротермальными растворами, т.к. порода сохраняет свежий облик и замещению подвергается только пироксен. Этот процесс не контролируется тектоническими или контракционными трещинами. При замещении пироксена роговой обманкой избыток железа расходуется на образование магнетита, который в виде неправильных зерен или тонкой пыли развит на кристаллах роговой обманки. Редко такие выделения расположены в определенной последовательности и имеют

форму, напоминающую графические структуры в кварц-полевошпатовых срастаниях.

В позднемагматическую стадию или несколько позже происходит также замещение темноцветных минералов биотитом, который реакционно развивается по оливину, гиперстену, диопсид-авгиту, роговой обманке и магнетиту. Образование биотита, как и роговой обманки, сопровождается выделением апатита и сфена, зерна которых обычно концентрируются вокруг темноцветных минералов.

Таким образом, вторые генерации представлены плагиоклаз + ортопироксен + клинопироксеновой и плагиоклаз + клинопироксен ± роговообманковой ассоциациями.

3. Реакционные выделения роговой обманки и биотита, видимо, с частью наиболее мелкозернистых агрегатов плагиоклазов, следует отнести к ассоциациям третьей генерации. Во всех габброидах, по крайней мере, выделяются по две-три генерации плагиоклазов и темноцветных минералов. В данной стадии из аксессуарных минералов выделяются магнетит, сфен, апатит (плагиоклаз третьей генерации ± роговая обманка волокнистая или уралитовая ± биотит реакционных кайм ± магнетит, сфен, апатит).

4. Четвертая ассоциация минералов в габброидах состоит из микропегматитовых или микрографических агрегатов кварца и калишпата, или самостоятельных зерен кварца и калишпата, которые резко ксеноморфны, заполняют промежутки между кристаллами плагиоклазов. Кварц и калишпат в виде пойкилитовых включений иногда содержат, кроме плагиоклазов, также зерна пироксенов и роговой обманки. В это время продолжается замещение пироксенов и темно-зеленых роговых обманок волокнистыми амфиболами, биотитом. Последний – по ранним магнетитам (в оливиновом и троктолитовом габбро). Плагиоклазы замещаются более кислым альбитом-олигоклазом и калишпатом. Четвертая парагенная ассоциация, таким образом, состоит из кварц + калишпат ± магнетита и биотита.

5. Последняя, пятая, ассоциация минералов – послемагматическая, представлена серицитом, хлоритом, эпидотом, кальцитом, пренитом, которые развиваются по первичным минералам.

Диориты кварцевые пироксен - роговообманковые очень характерны для Аревисского массива. Развита преимущественно на северо-восточном склоне г.Кошакар, к югу от вершины г.Танаат (2256,0м). Постепенно переходят в кварцевые пироксеновые (без роговых обманок), кварцевые двупироксеновые диориты и кварцевые двупироксеновые монцониты. Все разновидности диоритов содержат значительное количество (от 10 до 25%) калишпата, в редких случаях – единичные проценты. Это уже лейкократовые породы более поздних фаз внедрения. Составляют они значительную часть Аревисского массива. Прорывают габброиды, фациально связаны с кварцевыми (пироксеновыми) монцонитами, кварцсодержащими монцонитами, кварцевыми пироксен-роговообманковыми монцонитами.

Лейкократовые породы Аревисского массива составляют подавляющую часть объема его (более 95%). Макроскопически светло-серые с розоватым оттенком, среднезернистые породы, сходные с гранитоидами центрального ядра Гехинского, Дастакертского и Лернашенского массивов. В состав лейкократовых пород Аревисского интрузива входят: кварцевые двупироксеновые диориты, кварцевые пироксеновые диориты, кварцевые пироксен-роговообманковые диориты, кварцевые двупироксеновые монцониты, кварцевые пироксен-роговообманковые монцониты, кварцевые пироксеновые монцониты, кварцсодержащие пироксен-роговообманковые монцониты, кварцевые роговообманковые монцониты, кварцевые диориты (роговообманковые), гранитоиды и адамеллиты. Все указанные разновидности пород характеризуются наличием калишпата и кварца совместно с клинопироксеном, роговой обманкой или ортопироксеном. Кварц и калишпат характерны для всех разновидностей пород лейкократового состава. Из темноватых клинопироксен присутствует во всех разновидностях пород, кроме кварцевых роговообманковых монцонитов, адамеллитов, гранодиоритов, кварцевых роговообманковых диоритов.

Средний состав кварцевых и пироксен-роговообманковых диоритов (%): плагиоклаз (андезин-лабрадор) – 45,6, калишпат – 18,6, кварц – 12,2, роговая обманка – 9,4, клинопироксен – 6,8, биотит – 6,2, магнетит – 2,3, апатит и сфен по – 0,2. Структуры и тек-

туры этих пород аналогичны адамеллитам, гранодиоритам, кварцевым роговообманковым монцонитам, кварцевым пироксеновым диоритам и другим лейкократовым породам Аревисского интрузива. Это – гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая, монцонитовая, гранитовая, микропорфировидная, сравнительно редко микрографическая и микропегматитовая структуры. При увеличении в составе пород калиевого полевого шпата гранитовая, монцонитовая и пойкилитовая структуры встречаются чаще, являются наиболее характерными и обычными. Крупные, неправильные, ксеноморфные зерна калишпата включают таблички плагиоклаза и призматические зерна темноцветных минералов – роговой обманки, биотита, реакционного по ним.

Порфировидные структуры отмечаются в породах апикальных частей интрузива, на водоразделе рек Сисиан и Айри. Вкрапленники представлены плагиоклазом, крупными таблитчатыми кристаллами длиной в 3-4мм. Ксеноморфные зерна кварца также относительно крупные, хотя выделяются позже всех минералов. Основная масса этих пород представлена плагиоклаз + клинопироксен + калишпатовым агрегатом.

Часть калишпата ассоциирует с кварцем и выделяется из расплава позже. Другая часть выделяется вместе с плагиоклазом и клинопироксеном (аллотриморфнозернистое взаимоотношение с пироксеном и плагиоклазом). Эта ранняя ассоциация указывает на кристаллизацию гранитоидов (диоритовых пород) из расплавов повышенной щелочности (второе и третье поля диаграммы Д.С. Коржинского). Выделение из такого расплава клинопироксена происходит одновременно с калишпатом. Впоследствии пироксен реакционно замещается роговой обманкой.

Последний обычно развивается по роговым обманкам, хотя образует и самостоятельные чешуйки независимо от темноцветных минералов. Структура участков, сложенных плагиоклазами, призматически-зернистая; аллотриморфнозернистая. Темноцветные минералы обычно менее идиоморфны, что говорит о выделении их из расплава несколько позже плагиоклазов.

Содержание кварца в кварцевых пироксен-роговообманковых диоритах колеблется (%) от 8 до 19, пироксена – 2-15, роговой

обманки – 3-13, биотита – 1-9, калишпата – 11-21, плагиоклаза – 40-48. Отношение содержания калишпата к сумме всех полевых шпатов 0,19-0,41.

В центральных частях кристаллов амфибола отмечаются реликты зерен клинопироксена. Характерны псевдоморфозы роговой обманки по пироксенам и биотитам по роговой обманке. Клинопироксен образует мелкие, изометричные, неправильные зерна в основной, относительно мелкозернистой массе. Структура аллотриоморфнозернистая, микрогаббровая, габбро-диабазовая. Появление калишпата и кварца нарушает эти структуры с образованием структур, характерных для гранитоидов. Это – породы с неравномернозернистыми неоднородными структурами, слабо порфиroidными и пойкилитовыми, гипидиоморфно-зернистыми структурами, где кристаллы темноцветных минералов, обычно гипидиоморфные, редко идиоморфные, а плагиоклазы почти всегда идиоморфны. Только относительно небольшая их часть гипидиоморфна или аллотриоморфна. Структура, которая наиболее хорошо характеризует кварцевые пироксен-роговообманковые диориты, гипидиоморфнозернистая. Но сложный минеральный состав породы (плагиоклаз, калишпат, кварц, пироксен, роговая обманка, биотит), различная степень идиоморфизма минералов и многообразие в их расположении обуславливают появление сложных структур. В данной гипидиоморфнозернистой структуре полевые шпаты (плагиоклазы) наиболее идиоморфны, менее идиоморфны (гипидиоморфны) амфибол и пироксен. Калишпат и кварц ксеноморфны, причем калишпат появляется с пойкилитовыми включениями плагиоклазов и темноцветных минералов. С калишпатом появляются также пойкилитовые и монцонитовые структуры. Основная масса плагиоклазов и темноцветных минералов, выделившаяся в первую очередь из расплава, имеет габбро-диабазовую, редко габбровую (аллотриоморфнозернистую) или призматическую (в участках плагиоклазовых агрегатов) структуры. Первыми из расплава выделяются полевые шпаты, совместно с ними (с андезитом) кристаллизуется роговая обманка или клинопироксен, возможно, с частью калишпата. Пироксен затем реакционно замещается роговой обманкой. Основная масса калишпата вместе с кварцем выделяется позже всех ми-

нералов. Биотит позднемагматический, он выделяется как из остаточного расплава, так и реакционно замещает темноцветные минералы.

Диориты кварцевые пироксеновые чаще всего отмечаются в краевых частях Аревисского интрузива, на северо-западном контакте, где они входят в состав более ранней интрузивной фазы Аревисского массива и прорываются лейкократовыми гранитоидами главной интрузивной фазы. Кварцевые пироксеновые диориты или кварцевые габбро (обр. 1936, 1944,

Ar45 и Ar46) слагают краевые эндоконтактные части интрузива. Пока они известны на северо-западной и юго-западной частях интрузива (склоны г.Кошакар). Во всех других частях лейкократовые гранитоиды непосредственно контактируют с вмещающими вулканитами. Состав кварцевых пироксеновых диоритов (%): плагиоклаз – 46,5, клинопироксен – 28,7, калишпат – 10,5, кварц – 5,8, биотит – 5,2, магнетит – 2,4, апатит – 0,6 и сфен – 0,3. Состав плагиоклазов колеблется в пределах от 52 до 60%ан. Структуры – субофитовая, габбро-диабазовая, призматически-зернистая и гипидиоморфнозернистая, местами гранитовая или монцонитовая. Обычно амфиболизированы, местами уралитизированы с образованием псевдоморфоз волокнистой роговой обманки на месте пироксенов и амфиболов.

В состав этих пород входит плагиоклаз (от 40 до 54% в виде идиоморфных призматических зерен, ксеноморфный клинопироксен (23-36%), частью замещенный бледно-зеленой волокнистой роговой обманкой, актинолитом, хлоритом, агрегатами магнетита и биотита. Столбчатые и лучистые агрегаты бледно-зеленой роговой обманки замещают пироксены. Кварц и калишпат заполняют промежутки между кристаллами полевых шпатов и темноцветных минералов. Структура призматически-зернистая, переходная к офитовой. Плагиоклазы идиоморфнее по отношению к темноцветным минералам, слабо пелитизированы, редко зональны.

Диориты кварцевые двупироксеновые (обр. 7731) в отличие от кварцевых пироксеновых диоритов содержат ортопироксен (гиперстен) и роговую обманку. Кроме того, содержание кварца достигает 18%, биотита – 9%, уменьшается содержание клинопироксенов

(до 7%). Под микроскопом двупироксеновые кварцевые диориты характеризуются гипидиоморфнозернистой, монцонитовой или офитовой и габбро-офитовой структурами. Плаггиоклазы образуют идиоморфные, удлиненные таблички. Темноцветные минералы гипидиоморфны или ксеноморфны. Кварц и калишпат всегда ксеноморфны, минеральный состав этих пород, определенный на одном образце (№ 7731), следующий (%): плаггиоклаз – 36, калишпат – 13, кварц – 18, ортопироксен – 3, клинопироксен – 7, амфибол – 11, биотит – 9, магнетит – 3. Отмечается замещение гиперстена темно-зеленой роговой обманкой, которая развивается также по клинопироксенам. Плеохроизм биотита выражается темно-коричневым по N_g и коричневато-зеленым по N_p цветам. Плеохроизм гиперстена интенсивный, розовый по N_p и почти бесцветный по N_g .

Двупироксеновые диориты переходят, по-видимому, в пироксеновые и пироксен-роговообманковые разновидности кварцевых диоритов. Развиты в тех частях, что и другие меланократовые породы Аревисского массива, в основном на склонах г. Кошакар.

Кварцевый двупироксеновый монцонит характеризуется более высоким содержанием калишпата, чем кварцевые двупироксеновые диориты. Они макроскопически не отличаются от других пород диоритового состава. Состав (%): плаггиоклаз – 27, калишпат – 25, кварц – 15, ортопироксен – 5, клинопироксен – 4, амфибол – 8, биотит – 13, магнетит – 25, апатит – 0,5 (обр.7735). Структура монцонитовая, пойкилитовая. В крупные ксеноморфные зерна калишпата включены идиоморфные, хорошо ограниченные кристаллы роговой обманки, пироксенов и плаггиоклазов. Калишпат и кварц резко ксеноморфны по отношению к плаггиоклазам, которые являются более идиоморфными. Темноцветные минералы гипидиоморфны, ксеноморфны, отчасти идиоморфны. Магнетит реакционно замещается биотитом, чешуйки которого ассоциируют с пироксенами и роговыми обманками, но больше всего рассеяны по всей массе породы. Характерно присутствие гиперстена внутри кристаллов клинопироксена и амфибола, а также самостоятельные кристаллы гиперстена без реакционных кайм и пироксена или амфибола. Внутри пойкилитовых кристаллов калишпата и кварца, кроме клинопироксена, роговой обманки, плаггиоклаза, отмечаются также зер-

на гиперстена. Среди калишпатов, кроме ксеноморфных, отмечаются и хорошо ограненные кристаллы с пойкилитовыми включениями почти всех ранних минералов. Полное название этих пород – кварцевый двупироксен-роговообманковый монцонит. Следует отметить, что породы такого состава неизвестны в других интрузивах Западного Баргушата. Комплекс пород северо-восточного склона г. Кошакар очень пестрый и весьма необычный (для плутонизма Баргушата). Несколько необычна также их позиция: вдоль контакта раздробленные, но не потерявшие монолитность крупные блоки пород развиты среди лейкократовых гранитоидов Аревисского интрузива.

Кварцевые роговообманковые монцониты характеризуется величиной 0,35-0,70 отношения щелочных полевых шпатов к сумме всех полевых шпатов. Кроме того, в отличие от адамеллитов, которым свойственно такое соотношение полевых шпатов, содержание кварца в них низкое (ниже 10%). Содержание свободного кремнезема достигает 20%, при этом в составе породы содержание кремнезема не превышает 63-64%. Адамеллиты, характеризующиеся сходным соотношением щелочных и известково-щелочных полевых шпатов, отличаются повышенным содержанием кремнезема (67-68%) и кварца (выше 25%). Адамеллиты и кварцевые роговообманковые монцониты отличаются от гранодиоритов, в которых это соотношение расположено в интервале 0,15 - 0,30. Таким образом, адамеллиты и кварцевые роговообманковые монцониты – это обогащенные калиевым полевым шпатом гранодиориты. Последние по сравнению с адамеллитами и кварцевыми роговообманковыми монцонитами имеют резко подчиненное распространение среди как верхнеолигоценых, так и нижнемиоценовых гранитоидных пород Западного Баргушата. Кварцевые роговообманковые монцониты и кварцевые (роговообманковые) диориты (в последних каллишпатовое число меньше 0,35) составляют около 80-90% объема Аревисского массива.

Состав кварцевых роговообманковых монцонитов Аревисского интрузива по 14 образцам следующий (%): плагиоклаз – 32,7, калишпат – 30,7, кварц – 16,2, роговая обманка – 15,1, биотит – 2,8; магнетит – 2,3, редкие реликты клинопироксена – 0,3%, апатита

0,1%, сфена 0,3%. Рассматриваемая группа пород, как и большинство гранитоидов этого массива, характеризуется гипидиоморфнозернистыми, пойкилитовыми и монцонитовыми структурами. Темноцветные минералы и плагиоклазы идиоморфнее калиевых шпатов. Калишпат и кварц наполняют промежутки между отдельными идиоморфными кристаллами. Последние часто образуют также мелкие включения внутри крупных неправильных зерен калишпата и кварца. Большая часть кварцевых роговообманковых монцонитов имеет гипидиоморфнозернистую, пойкилитовую и монцонитовую структуры, аналогично структуре гранодиоритов и адамеллитов.

Состав вторичных минералов: хлорит, эпидот, кальцит, актинолит, кварц, пренит, магнетит. Биотит развивается по роговым обманкам, образуя также самостоятельные чешуйки, рассеянные независимо от темноцветных минералов.

Кварцевые пироксен - роговообманковые монцониты отличаются от предыдущих пород значительным содержанием пироксенов. Через эти породы устанавливается непрерывный (?) переход к кварцевым пироксеновым монцонитам. Состав кварцевых пироксен-роговообманковых монцонитов (%): плагиоклаз – 34,4, калишпат – 31,1, кварц – 11,5, клинопироксен – 5,3, роговая обманка – 8,7, биотит – 6,0, магнетит – 2,2, апатит и сфен – по 0,2. Вторичные минералы: хлорит, эпидот, актинолит, пренит, волокнистая роговая обманка, магнетит. Структуры – монцонитовая, пойкилитовая. Развита на северо-восточном склоне г.Кошакар, в составе Аревисского, а также Кошакарского интрузивов на южном склоне г.Кошакар. Монцониты из Кошакарского интрузива более меланократовые, содержание роговой обманки в них от 12 до 21%, содержание клинопироксена примерно 5%, а в монцонитах Аревисского интрузива – по 4-6% роговой обманки и клинопироксена, но по соотношению щелочных и известково-натриевых полевых шпатов не отличаются.

Согласно геологическим данным, Кошакарский интрузив является частью Аревисского. На современном эрозионном срезе они удалены друг от друга всего на 0,5-1,0км и отделены вулканическими породами эоцена.

Позиция кварцсодержащих и кварцевых пироксен-роговообманковых монцонитов, кварцевых пироксеновых монцонитов не

совсем ясна. Эти типы пород распространены на северо-восточном склоне г.Кошакар и на левом берегу р.Сисиан, между селениями Аревис и Танаат, вдоль эндоконтактов Аревисского массива. Резких интрузивных контактов пока не установлено. Но не видны и постепенные переходы в сторону лейкократовых (роговообманковых) кварцевых диоритов и гранодиоритов. Макроскопически — это серые, темно-серые, мелко- и среднезернистые породы с изменчивыми структурами и текстурами. Отличаются постоянным присутствием клинопироксена (от 3 до 20%), сравнительно низким содержанием кварца (от 2 до 16%), в среднем 4,6% в кварцсодержащих пироксен-роговообманковых монцонитах, 10,3% в кварцевых монцонитах, 11% в калиевых пироксен-роговообманковых монцонитах. Соотношение калиевых полевых шпатов и плагиоклазов "монцонитовое", т.е. 0,35-0,70, обычно от 0,43 до 0,47.

В составе габбро-диорит-гранодиоритового комплекса Западного Баргушата отсутствуют кварцсодержащие и кварцевые монцонитовые породы (с пироксеном) более ранних внедрений, за исключением Дастакертского массива, где сходные породы (кварцевые пироксеновые диориты, но без калишпата) известны в краевых эндоконтактных зонах. Типичные монцониты (пироксеновые) из габбро-монцонит-сиенитового комплекса данной территории бескварцевые. Условно можно считать, что кварцевые пироксеновые монцониты района г.Кошакар являются образованиями более ранней фазы внедрения габбро-диорит-гранодиоритового комплекса Баргушата. Для расплава этой фазы характерна относительно повышенная щелочность, на что указывает совместная кристаллизация калишпата с пироксеном и основным плагиоклазом.

Однако не исключено, что эти кварцевые и кварцсодержащие монцониты (пироксеновые и пироксен-роговообманковые) являются краевыми фациями гранитоидов Аревисского интрузива той же главной фазы внедрения. Заметим, что эти типы монцонитовых пород, как и лейкократовые гранодиориты, обнаруживают резкие интрузивные контакты с уже меланократовыми типами пород — габброидами, габбро-норитами и норитами. Эти меланократовые основные породы безусловно кристаллизовались ранее, чем лейкократовые гранитоидные и диоритовые или монцонитовые породы.

Возможно, они принадлежат другому формационному типу пород – габбро-оливинитовому, аналогично Сваранцскому комплексу, а безоливиновые габбро принадлежат к габбро-диорит-гранодиоритовой формации.

Кварцевые (пироксеновые) монцониты развиты в тех местах, что и кварцсодержащие и кварцевые пироксен-роговообманковые монцониты. Отличаются отсутствием роговой обманки. Состав (%): плагиоклаз – 36,7, калишпат – 30,3, кварц – 10,3, клинопироксен – 14,6, биотит – 2,5, магнетит – 3,3, апатит – 0,4, сфен – 0,4, хлорит – 1,0 и эпидот – 0,8. Структуры монцонитовая, пойкилитовая, микропорфировидная с участками микрографической структуры. Отмечаются в составе Аревисского интрузива, на левом склоне р.Сисиан, среди кварцсодержащих пироксен-роговообманковых монцонитов.

На относительно мелкозернистом фоне, состоящем из равной степени идиоморфных кристаллов плагиоклаза и клинопироксена, ксеноморфных зерен кварца и калишпата, выделяются фенокристаллы плагиоклаза размерами в 1,0-2,5мм в длину. Кристаллы плагиоклаза полисинтетические, концентрически-зональные. Часто полисинтетические двойники окружены каймой более кислого плагиоклаза. Пироксены часто уралитизированы. Некоторые типы пород такого состава близки к пироксеновым граносиенитам Ахлятского массива. Однако макроскопически они ничего общего не имеют с средне-крупнозернистыми, лейкократовыми, светло-розоватыми порфировидными породами Ахлятского массива, в которых длина вкрапленников розоватого калишпата достигает 0,5-1,0 см. Внутри ксеноморфных крупных зерен калишпата отмечаются пойкилитовые включения плагиоклаза и клинопироксена. Отмечаются две генерации клинопироксена: первая – с призматическими кристаллами длиной в 1-2мм, вторая – с неправильными зернами 0,1-0,2 мм в поперечнике. Пироксен представлен крупными идиоморфными кристаллами и мелкими ксеноморфными зернами. Аналогично две генерации кристаллов отмечаются и для плагиоклазов.

Кварцсодержащие пироксен-роговообманковые монцониты сложены (%): плагиоклазом – 40,2, калишпата – 28,5, кварцем – 4,6, клинопироксеном – 2,5, роговой обманкой – 17,3, биотитом –

1,5, магнетитом – 3,0, апатитом – 0,5, сфеном – 0,1, хлоритом – 1,3, эпидотом – 0,5. Калишпатовое число равно 0,43. Структуры: монцонитовая, пойкилитовая с участками офитовой и габбро-офитовой структуры. Содержание роговой обманки – от 3 до 38%, клинопироксена – от единичных зерен до 5-6%, кварца – от 1-2 до 6%. Некоторые типы пород имеют порфириовидную структуру. В таком случае крупные таблички плагиоклаза, размерами в 4-5 см в длину, погружены в относительно мелкозернистой (размерами 0,5-1,5 мм) основной массе, состоящей из кристаллов полевого шпата, темноцветных минералов и кварца.

Роговая обманка обыкновенная зеленая, бледно-зеленая, волокнистая. Представлена также актинолитом в ассоциации с хлоритом на поверхности темноцветных минералов. В некоторых образцах присутствуют три разновидности роговых обманок: зеленая, темно-зеленая обыкновенная (первично-магматическая или позднемагматическая), волокнистая и актинолитовая (вторичные минералы по пироксенам и первичным роговым обманкам). Биотит образует обычно мелкие чешуйки на поверхности хлоритизированных амфиболов. Магнетит представлен неправильными, сравнительно крупными (0,2-0,5 мм) зернами, расположенными независимо от темноцветных минералов, и пылевидными зернами на поверхности роговой обманки, где они покрывают 10-15% поверхности кристаллов, а также агрегатами магнетита, расположенными в виде полос вдоль призматических трещин спайности в хлоритизированных амфиболах. Такими "облаками" магнетитовой пыли покрыта небольшая часть зерен амфиболов. Плагиоклазы образуют таблитчатые, призматические кристаллы, которые идиоморфнее амфиболов. Кроме полисинтетических, отмечаются концентрически-зернистые двойники с расплывчатыми переходами. Зональные двойники окаймляются узкой полоской олигоклаз-альбита.

Структура пород габбро-офитовая или офитовая с участками монцонитовой и гипидиоморфнозернистой пойкилитовой основной массы. Калишпат и кварц ксеноморфны, внутри них часто включены идиоморфные мелкие кристаллы плагиоклаза и роговой обманки, а также магнетита и апатита.

По сравнению со всеми остальными типами пород эндоконтактовой фации гранитоидной интрузивной фазы содержание кварца низкое. Достоверные данные о постепенных переходах между лейкократовыми гранитоидами (кварцевыми роговообманковыми монцонитами, адамеллитами и гранодиоритами) и кварцсодержащими пироксен-роговообманковыми монцонитами отсутствуют. Клинопироксены обычно замещаются позднемагматической роговой обманкой. Биотит реакционно развивается по амфиболам, образует также идиоморфные чешуйки, рассеянные среди полевых шпатов. На поверхности пироксенов ориентированно расположены мелкие пластинки ильменита (?). Они под острым углом секут призматическую спайность клинопироксенов. При уралитизации пироксенов пластинки ильменита исчезают. Клинопироксены образуют короткостолбчатые бесцветные кристаллы, окаймленные зеленой роговой обманкой. Это обрастание обычно первично, т.е. происходит в позднемагматическую стадию кристаллизации расплава. Эпимагматическая амфиболизация или уралитизация развиты сравнительно слабо, при этом породы сохранили магматический (или позднемагматический) облик. Плаггиоклазы совершенно свежие, амфиболизация позднемагматическая и развивается только по пироксенам, и то псевдоморфно. Редко отмечаются скопления различно ориентированных мелких кристаллов амфибола на поверхности крупных кристаллов пироксена.

Кварцсодержащие пироксен-роговообманковые монцониты по составу являются основными породами. Аналогичные типы пород известны из краевой кольцевой интрузии Гехинского массива.

Кварцевые роговообманковые диориты – наиболее распространенные породы Аревисского интрузива. Это среднезернистые, лейкократовые, светло-серые с розоватым отливом породы.

Минеральный состав кварцевых диоритов (%): плаггиоклаз – 51,6, калишпат – 15,0, кварц – 16,3 амфибол – 12,8, биотит – 1,6, магнетит – 2,2, апатит – 0,3, сфен – 0,2. Плаггиоклаз представлен основным андезином, иногда и лабрадором (50% ан, обр. 1948). Кварц и калишпат присутствуют во всех породах этого состава, калишпат – от 9 до 27%, кварц – от 9 до 23%. Соотношение калишпата к сумме всех полевых шпатов меняется в пределах 0,14-0,35.

Лишь в редких случаях в кварцевых диоритах нет калишпата (обр. 6045), и эта порода по составу принадлежит к кварцевым габбро с содержанием кварца около 17%. Бескалишпатовые диориты очень редко отмечаются в составе Аревисского интрузива. Даже среди габброидов бескалишпатовые разновидности сравнительно мало характерны. Состав плагиоклаза варьирует от андезина (38-4%ан) до лабрадора (50-60%ан). Это обычно полисинтетически сдвойникованные, идиоморфные и гипидиоморфные и таблитчатые кристаллы. Встречаются также концентрически зональные кристаллы с нормальной последовательностью зон. Границы между зонами резкие. Часто альбит-олигоклаз образует каймы вокруг полисинтетических незональных кристаллов. Включения кристаллов амфибола, магнетита или аплита в плагиоклазах отмечаются часто. Плагиоклаз замещается серицитом или глинистыми минералами. Иногда вся поверхность кристаллов, особенно центральной части зональных кристаллов, покрыта чешуйками серицита. Калишпат присутствует в значительном количестве в виде ксеноморфных, неправильных относительно крупных зерен с частыми включениями темноцветных минералов и плагиоклазов. Калишпат криптопертитовый, местами в графических сростаниях с кварцем. Биотит присутствует в незначительных количествах — от единичных зерен до 3-4%. Биотит коричневый до светло-коричневого. Ассоциирует с амфиболом, реакционно замещая его. Большинство диоритов не содержит биотит. Клинопироксен неизвестен даже в реликтах. Роговые обманки замещаются светло-зеленой или волокнистой роговой обманкой, хлоритом, эпидотом, калишпатов, актинолитом и магнетитом. Амфибол бледно-зеленый, желто-зеленый, светлый до зеленовато-желтого, плеохроирует в светло-зеленых тонах. Нередко пойкилитовый, в относительно крупных зернах включены зерна полевых шпатов и магнетита. Образует толстые, короткие призмы, редко удлиненные тонкие кристаллы. Кварц образует ксеноморфные зерна, расположен в промежутках остальных минералов. С калишпатов образует микропегматитовые или микрографические сростания, редко мермекиты в контакте с плагиоклазом. Нередко кварц раздробленный, деформированный с мозаичным погасанием. Контуры кварца неправильные, угловатые, остро-

угольные. Часть зерен кварца раздроблена и превращена в мозаику. В кварцевых зернах отмечаются включения плагиоклазов и магнетита. Акцессорные минералы – магнетит, апатит, сфен, пирит, редко циркон и монацит (?). Апатит образует толстые короткие призмы. Магнетитовые зерна концентрированы преимущественно вокруг амфиболов.

Диориты в составе Аревисского массива представлены гиперстеновыми (или двупироксеновыми), авгит-диопсидовыми, пироксен-роговообманковыми и роговообманковыми разновидностями. Всегда в составе их присутствуют кварц – 10 до 18-20% и калишпат. Бескварцевые и бескалишпатовые диориты в составе Аревисского интрузива отсутствуют.

Кварцевые диориты Аревисского массива свежие и очень редко изменены – пропилитизированы, карбонатизированы или превращены в кварциты (вдоль тектонических нарушений и гидротермально измененных зон).

Кварцевые диориты этого интрузива равномерно-, среднезернистые породы, в апикальных и приконтактных фациях микропорфировидные. Вкрапленники представлены плагиоклазом или амфиболом. Плагиоклазы и амфиболы идиоморфны, образуют также и гипидиоморфные кристаллы. Кварц и калишпат ксеноморфны, заполняют промежутки более ранних минералов. Амфиболы равномерно рассеяны по всей массе пород, редко образуют скопления. Во многих разновидностях пород калишпат и кварц являются пойкилитовыми. В них включены мелкие зерна плагиоклаза и амфибола, а также акцессорных минералов. Структуры – гипидиоморфнозернистая, гранитовая или монцонитовая с участками микрографической или пойкилитовой, а также микропорфировидная.

Кварцевые диориты постепенными переходами связаны, с одной стороны (по мере увеличения в их составе одновременно кварца и калишпата), с гранодиоритами и адамеллитами, с другой – кварцевыми роговообманковыми монцонитами (увеличение содержания калишпата). Калишпатовое число в этом случае больше 0,35. Принципиальной разницы в минеральном составе и текстурах этих пород не отмечается. Не отмечается и макроскопически, и все по-

роды лейкократового облика при квартировании принимаются за диориты.

Структуры: изменчиво-пойкилитовые, графические или микропегматитовые на общем гипидиоморфнозернистом монцонитовом, гранитовом фоне. Пойкилитовые и микропорфировидные структуры характерны для кварцевых диоритов краевых фаций – апикальных участков интрузива (районы вершин г.г.Танаат, Алсар, Воскесар 2300 до 2600 м абсолютной высоты).

Постоянно повышенным содержанием калишпата (от 9 до 27% при $K_{ш}^1=0,14-0,35$; $K_{ш}^1$, калишпатовое число, $K_{ш}^1=K_{ш}:(K_{ш}+Pl)$) и кварца (9-21%) эти породы приближаются к гранодиоритам. В кварцевых диоритах Аревисского массива примерно 30% кварца и калишпата, вследствие чего содержание плагиоклаза соответственно ниже, в среднем 51,6%.

Гранодиориты от кварцевых диоритов отличаются повышенным содержанием кварца. Они незаметно переходят в кварцевые диориты. Выделение гранодиоритов в составе Аревисского массива несколько условно, их можно включить в состав кварцевых диоритов, т.к. соотношение щелочных и известково-щелочных полевых шпатов в обоих типах пород сходное (от 0,15 до 0,30). По химическому составу отличаются более определенно. В составе кварцевых диоритов этого массива содержание кремнезема обычно ниже 62-63%, а в гранодиоритах и адамеллитах близко к 66-67%. Это повышение кремнезема обусловлено фактически повышенным содержанием кварца в составе гранодиоритов и адамеллитов и, соответственно, пониженным содержанием плагиоклаза. Состав гранодиоритов (%): плагиоклаз – 40,0, калишпат – 15,7, кварц – 23,0, роговая обманка – 14,2, биотит – 4,5, магнетит – 1,6, реликты клинопироксена – 1,0, единичные зерна апатита и сфена (по 0,1-0,2%). Калишпатовое число равно 0,27, примерно одинаково оно и в кварцевых диоритах (0,22). Только в адамеллитах содержание калишпата может быть равно, меньше или больше плагиоклаза, но близко к числу 0,30-0,65. В гранодиоритах, как и адамеллитах, содержание калишпата выше, чем в кварцевых диоритах ($K_{ш}^1=0,27$ и 0,43 соответственно). Однако наиболее важное отличие в содержании кварца (23,0% в гранодиоритах и 16,3% в кварцевых диоритах). Повы-

шенное содержание анортита в составе плагиоклазов (основной андезит-лабрадор) обуславливает низкое содержание кремнезема в породе, несмотря на сходный количественно-минеральный состав кварцевых диоритов и гранодиоритов. По химизму это типичные кварцевые диориты, по минеральному составу – гранодиориты.

Гранодиориты по структурно-текстурным признакам не отличаются от кварцевых диоритов. Из-за повышенного содержания кварца гранитовая структура выражена лучше, чем в кварцевых диоритах. Здесь также отмечается одинаковый тип идиоморфных темноцветных минералов и полевых шпатов, что и в кварцевых диоритах, а во многих случаях кристаллы плагиоклаза идиоморфнее роговых обманок.

Адамеллиты содержат (%): плагиоклаз – 33,1, калишпат – 25,0, кварц – 25,1, амфибол – 12,5, биотит – 2,0, магнетит – 2,0, апатит – 0,2, и сфен – 0,1. Это типичный роговообманковый адамеллит, в отличие от классических биотитовых адамеллитов. Аревисские адамеллиты отличаются от кварцевых роговообманковых монзонитов этого же интрузива исключительно повышенным содержанием кварца (25,1% против 16,2%). Наиболее важными отличиями являются повышенное содержание кварца и несколько пониженное содержание темноцветных минералов. Ни один из гранитоидов Аревисского массива не доходит до гранита. Даже в адамеллитах отмечается сравнительно низкое содержание кварца (не более 25%) и калишпата (меньше 25%). Адамеллиты постепенно переходят в гранодиориты и от них отличаются повышенным содержанием калишпата. Калишпатовое число в адамеллитах равно 0,43 против 0,27 в гранодиоритах. Содержание калишпата в Аревисском интрузиве не повышается настолько, чтобы порода становилась гранитом, т.е. примерно на 50-60% при 25-30% плагиоклаза.

Калишпат представлен микропертитовым и криштопертитовым микроклином. Плагиоклаз полисинтетический, идиоморфный или гипидиоморфный, присутствуют концентрически-зональные кристаллы. Состав – от андезина до лабрадора (58%ан). Зональные кристаллы выражены тонкими и четкими зонами; центральные части нередко неясно-зональные, границы нечеткие, по краям каймы более кислого состава.

Темноцветный минерал представлен зеленым амфиболом. Плеохроизм его меняется от густо-зеленого до светло-желтого. Кристаллы идиоморфны, ассоциируют с темно-коричневым, буроватым биотитом. Плеохроизм биотита по N_m светло-желтый. Некоторые разновидности адамеллитов содержат реликты авгита-диопсида, которые сохранились внутри кристаллов амфибола. В адамеллитах такие реликты встречаются намного реже, чем в гранодиоритах или кварцевых диоритах. Клинопироксены известны во всех кварцсодержащих и кварцевых диоритах, монцонитах. Некоторые типы этих лейкократовых пород, насыщенных кремнеземом, содержат и ортопироксен. Заметим, что в габбро-норитах и некоторых пироксеновых габбро 2-5% кварца – обычное явление.

Гранодиориты и адамеллиты по сравнению с кварцевыми диоритами имеют подчиненное распространение в пределах Арвисского массива. Породы адамеллитового и гранодиоритового состава больше всего характерны для Лернашенского интрузива (юго-восточная часть) и центральной части гехинского массива.

Все гранитоиды являются роговообманковыми, без биотита или с небольшим содержанием биотита. В некоторых типах лейкократовых гранитоидов содержание биотита значительно выше. В пироксенсодержащих породах (от кварцевых диоритов до кварцевых монцонитов) биотит встречается чаще и в большем количестве, чем в чисто роговообманковых типах. Наиболее высокое содержание биотита отмечается в нормальных габбро и монцонитах, габбро-норитах, т.е. в безамфиболовых основных и субщелочных породах.

Адамеллиты и гранодиориты – равномернозернистые, среднезернистые, лейкократовые, розовато-белые, светло-серые породы. Аплитовидные типы Сурбкарского массива не характерны для этого интрузива. Это же касается и порфировидных типов, хотя в красных фациях известны гранитоиды с микропорфировидными текстурами. Фенокристаллы представлены плагиоклазом, калишпатом, роговой обманкой и кварцем. Часть калиевых полевых шпатов имеет пойкилитовую структуру.

2.2.3. Петрография пород "малых интрузий"

Ф.К. Шипулин [28] предлагает "малыми интрузиями" называть небольшие по размерам, дайкообразные или штокообразные тела, сложенные породами среднего или основного состава, которые образуются обычно после главной фазы складчатости и формирования батолитовых интрузий гранитоидов, в период появления глубинных тектонических разрывов. Для пород "малых интрузий" характерен гибридность в гипабиссальных условиях, сложный и нередко меняющийся в пределах отмеченного интрузивного тела петрографический состав и часто такситовое строение". Кроме того, обычными являются разнообразные порфириды, постепенными переходами связанные с лампрофирами, диабазами, а "в сравнении с породами предшествующих и последующих фаз внедрения породы малых интрузий отличаются повышенной основностью и резко изменчивым содержанием щелочей" [28]. В генетическом отношении малые интрузии независимы от крупных гранитоидных интрузивов и эффузивов и связаны с самостоятельными магматическими очагами. Они отличаются также и от субвулканических интрузий, которые генетически и пространственно связаны с эффузивными фациями вулканизма, а также от даек раннего этапа (гранит-аплитов, граносиенит-аплитов, беербахитов и др.), связь которых с плутонизмом несомненна.

В бассейне р.Сисиан малые интрузии развиты в ущельях р.р.Мазмазак, Нахшун, Шахапонк. Это мелкозернистые, полнокристаллические, микропорфировые, серые и темно-серые породы "гибридного облика", среднего-основного состава, представленные небольшими телами изометричной или удлиненной формы, с угловатыми или извилистыми границами. Представлены они мелкозернистыми, серыми, темно-серыми породами, макроскопически иногда не отличающимися от кварцевых микродолеритов или микродиабазов, кварцевыми микромонцодиорит-порфирами, кварцевыми микромонцонит-порфирами, кварцевыми монцосиенит-порфирами, кварцевыми микродиорит-порфирами, микрогранодиорит-порфирами. В полевых условиях их легко спутать с кайнотипными вулканитами субвулканической фации или даже с эффузивными

лавами палеогена. Но под микроскопом они микропорфировидные породы с полнокристаллической, аллотриоморфнозернистой, гипидиоморфнозернистой основной массой, микрофенокристаллами плагиоклаза, калишпата, кварца, клинопироксена, роговой обманки и биотита. В ущелье р.Мазмазак они местами раздроблены, гидротермально интенсивно изменены и несут рудную (медно-молибденовую) минерализацию.

В долине р.Мазмазак, где наряду с малыми интрузиями развиты также многочисленные дайки гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов, а также мелкие тела грейзенизированных турмалиноносных порфировидных гранитов-адамеллитов, пока не удалось установить взаимоотношение между ними и "гибридного облика" породами малых интрузий. На территории восточного склона Зангезурского хребта среди интрузивных массивов или вмещающих толщ пока нигде не встречены породы, аналогичные "гибридного облика" породам Мазмазакского узла. Они не отмечены также внутри неогеновых толщ района, а также в гранитоидах Аревисского или Салвардского массивов. Они, как и все вмещающие их породы, гидротермально изменены. Встречаются и сравнительно свежие, почти совершенно неизменные, что не характерно для даек и вулканитов эоцен-нижнемиоценового возраста в пределах среднего течения р.Мазмазак.

Возраст малых интрузий нами условно определен как нижнемиоценовый, но относительно моложе гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов. Пространственное размещение, состав и текстура, т.е. фациальный облик, позволяют предполагать, что рассматриваемые малые интрузивы являются самостоятельными образованиями, независимыми от плутонических комплексов габбро-гранитных серий.

Серия даек позднего этапа и малых интрузий (до рудных), а также полиметаллическое, медно-молибденовое, мышьяковое (реальгар-аурипигментовое), энаргитовое оруденения развиты в ущелье р.Мазмазак и ее параллельных притоков Нахшун, Шахапонк на интервале в 3км. Вся эта зона прослеживается к юго-западу и северо-востоку, покрываясь местами лавами и пирокластами камрчакской и салвардской толщ, до долины р.Камрчак, в районе Марджан-

ского месторождения. Мазмазак-Марджанская зона, по-видимому, имела повышенную проницаемость в течение длительного времени от среднего эоцена до среднего миоцена, возможно и нижнего плиоцена включительно.

Петрографическая характеристика пород малых интрузий. Это мелкозернистые, микропорфировидные, серые и темно-серые, иногда с розовым оттенком габброидного облика кварцевые микромонцодиорит-порфиры, кварцевые микромонцосиенит-порфиры, кварцевые микромонцонит-порфиры, кварцевые микродиорит-порфиры и микрогранодиорит-пофиры.

Кварцевые микромонцодиорит - порфиры (обр.6512 и 6534) отличаются мелкозернистым и равномернозернистым, а также микропорфировидным сложением. Порфировидные вкрапленники идиоморфных таблитчатых кристаллов плагиоклаза погружены в относительно мелко-среднезернистую основную массу, состоящую из лейст плагиоклаза, неправильных зерен калишпата, кварца, роговой обманки, чешуек биотита, реликтовых зерен клинопироксена внутри роговых обманок, аксессуарных минералов апатита и магнетита, а также единичных зерен вторичных минералов-эпидота и хлорита. Структура гипидиоморфнозернистая. Зеленая роговая обманка и плагиоклаз образуют ксеноморфные гипидиоморфные кристаллы. Между ними выделяются ксеноморфные зерна кварца и калишпата. Роговая обманка светло-зеленая, замещается биотитом и хлоритом. Магнетит образует мелкие, неправильные, частью идиоморфные зерна в основной массе, вокруг темноцветных минералов.

Минеральный состав кварцевых микромонцодиорит-порфиров (%): основной плагиоклаз – 46, калишпат – 20, кварц – 12, клинопироксен – 1, роговая обманка – 13, биотит – 3, магнетит – 3, хлорит – 1, апатит и эпидот по 0,5. Макроскопически напоминают кварцевые микромонцонит-порфиры Агавнабердского интрузива бассейна р.Шенатаг, которые прорывают гранитоиды главной интрузивной фазы Лернашенского массива олигоценового возраста. Радиометрический возраст пород Агавнабердского интрузива – 19-20 млн. лет.

Кварцевые микромонцодиорит – порфиры (обр.6515). Микрофенокристаллы плагиоклаза выделяются на фоне тонкозернистой кварц-полевошпатовой массы. Мелкие чешуйки биотита длиной в 0,1-0,3мм рассеяны в основной массе или образуют скопления в ассоциации с магнетитом. Вкрапленники плагиоклаза серицитизированы (10% серицита приходится в среднем на поверхности кристаллов). Основная масса состоит из кварц-полевошпатового агрегата, где плагиоклаз преобладает над калишпатом, кварц не превышает 15%, при 6% биотита и 2% рудного минерала. Содержание плагиоклаза составляет 47%, калишпата – 17%, а разложенных темноцветных минералов (роговая обманка, хлорит) – 13%.

Микрогранодиорит – порфиры (обр.6523). Это мелкозернистые, микропорфировидные, светло-серые с розоватым оттенком породы. На фоне кварц-полевошпатовой основной массы выделяются мелкие вкрапленники плагиоклаза (~35%), калишпата (~5%), биотита (~3%). Основная масса состоит из тонкозернистого кварц-полевошпатового агрегата, где кварц преобладает над калишпатом, а последний над плагиоклазом. Структура криптовая, основная масса – аллотриоморфнозернистая. Размеры вкрапленников плагиоклаза 1-3мм, калишпата 0,5-1,0мм, а зерен основной массы 0,1-0,3мм. Эти породы достаточно сильно серицитизированы, местами окварцованы и превращены в кварц-серицитовые метасоматиты. В штоке микрогранодиорит-порфиров отмечается молибденовое оруденение.

Кварцевые микромонцит – порфиры (обр.6525). В тонкозернистой массе, которая состоит из плагиоклаза (25%), калишпата (33%), кварца (12%), хлоритизированной зеленой роговой обманки (7%), бурого биотита (3%) и магнетита (3%), выделяются относительно крупные зональные вкрапленники плагиоклаза (17%), которые местами образуют гломеропорфировые скопления. Структура основной массы переходная от призматически-зернистой к гипидиоморфнозернистой. Вкрапленники и лейсты плагиоклаза резко идиоморфны относительно темноцветных минералов и калишпата.

Кварцевые микродиорит – порфиры (обр.6537). Идиоморфные зональные вкрапленники основного плагиоклаза (8%) и клино-

пироксена (5%) находятся в микрозернистой основной массе, состоящей из тех же минералов, а также ортопироксена (4%) хлоритизированной роговой обманки (4%), мелких и пылевидных зерен магнетита. Структура основной массы призматически-зернистая. Вкрапленники плагиоклаза частично замещены серицитом и глинистыми минералами. Пироксены по краям замещаются роговой обманкой, хлоритом и биотитом. Минеральный состав (%): основной плагиоклаз – 69, клинопироксен (авгит) – 16, гиперстен – 4, кварц – 6, роговая обманка – 2, магнетит – 3.

2.2.4. Жильно-магматические породы.

На рассматриваемой территории известны несколько участков – узлов повышенной концентрации жильно-магматических пород, малых интрузий и субвулканических тел. В этих узлах, кроме пород гибридного облика (малых интрузий), главную роль играют дайки плутонического и вулканического происхождения. Дайки по возрасту подразделяются на палеогеновые (палеотипные, средневерхнеэоценового возраста) и неогеновые (кайнотипные, средневерхнемиоценового возраста). Возраст плутонических даек олигоцен-нижний миоцен.

Определение генетической связи даек с конкретными интрузивными массивами или комплексами является одной из сложных и пока нерешенных проблем. Пока такое подразделение производится, главным образом, на основе радиометрических данных, так как существуют однотипные дайки, которые проявляются многократно в связи с различными плутоническими комплексами, например, дайки диорит-порфиритов, гранодиорит-порфириров и некоторых диабазов, лампрофириров, спессартитов и т.д.

По существу, все плутонические дайки – так называемого позднего этапа: диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры, габбро-порфириты, лампрофиры и т.д. – можно отнести к малым интрузиям, т.к. не исключается, что магматические очаги, питавшие эти образования, были независимыми, самостоятельными. Они, как отмечает Ф.К. Шипулин, нередко "хотя и не обнаруживают пространственной связи с крупными интрузиями гранитоидов, однако все же

чаще размещаются или около таких интрузивов, или в их экзоконтактах" [28].

Дайки в рассматриваемом районе концентрируются в юго-западном экзоконтакте Аревисского гранитоидного массива, на расстоянии от 2 до 5 км от него. Эти дайки развиты на всей площади Марджан-Мазмазакского рудного поля. Простирание их северо-западное, мощность варьирует, достигая 10-15 м. Секут они базальты, андезиты и пирокластические породы гехакарской и вулканогенно-терригенные породы гижгетской толщ, а также базальтовые породы капутджухского комплекса. На Марджанском и Мазмазакском участках дайки гидротермально изменены, преимущественно аргиллитизированы и карбонатизированы и секутся полиметаллическими жилами. Рудоносные зоны и жилы сопровождаются системой даек плутонического происхождения (диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиритов), но не базальтовыми или андезитовыми дайками, вулканогенного происхождения (верховья р. Гижгет).

Разнообразный комплекс даек бассейна р. Сисиан (восточный склон Зангезурского хребта) нельзя изучить независимо от жильных пород соседних областей – Баргушата и Мегринского плутона, где возможно подразделение их на самостоятельные возрастные серии в соответствии с плутоническими комплексами: габбро-оливинитового, габбро-монцонит-сиенитового, габбро-диорит-гранодиоритового (верхний эоцен-нижний олигоцен) и гранит-гранодиоритового (нижний миоцен). На рассматриваемой территории отчетливо выделяются дайки вулканического происхождения палеогенового и неогенового возраста.

Сложный комплекс даек бассейна р. Сисиан нами специально не изучен. Это самостоятельная проблема и требует большого объема полевых и аналитических работ. Однако имеющиеся данные геологического картирования и предварительное петрографическое изучение позволяют выделить на данной территории жильно-магматические породы, связанные с плутонизмом верхнего эоцена – нижнего олигоцена и нижнего миоцена, с вулканизмом палеогена (среднего-верхнего эоцена) и неогена (среднего верхнего миоцена и нижнего плиоцена). Каждый плутонический комплекс сопровождается дайками специфического состава, не характерного

для других комплексов. Так, дайки оливиновых габбро-порфиров, одинитов, оливиновых микрогаббро и микротроктолитов известны исключительно в пределах Сваранцкого габбро-оливинитового комплекса, а аплитовые граносиенит-порфиры – внутри Ахлатянского массива граносиенитов (за пределами бассейна р.Сисиан). Однако дайки лампрофиров, диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров появляются в связи с различными плутоническими комплексами. Дайки этого типа широко распространены в бассейне р.Сисиан, в частности, в Марджан-Мазмазакском рудном поле, где слагают подавляющую часть дайковой свиты (пояса), которая прослеживается на расстоянии 7км от горы Гядык до р.Мазмазак и далее на север. Ширина пояса от 0,5 до 2,0км. Мощность даек варьирует от 1-2м до 15-20м. Это крупно- или среднепорфировые диорит-порфириты и гранодиорит-порфиры, в которых фенокристаллы представлены плагиоклазом, роговой обманкой и калишпатом (последний только в гранодиорит-порфирах). Основная масса состоит из аллотриоморфнозернистого агрегата, часто аргиллитизированного.

Дайки гранодиорит-порфиров и диорит-порфиров иногда встречаются поодиночке (Аревисский интрузив), но чаще образуют пояса, рои, состоящие из нескольких сот параллельных тел, располагающихся так близко, что от вмещающих пород остаются узкие пластины. Такие пояса даек известны внутри массивов порфировидных гранитоидов в Мегринском плутоне (Вохчинский массив), в Баргушате (Казанличский, Шенатагский, Дегнадзорский массивы). В рассматриваемом районе эти дайки располагаются за пределами интрузивов, видимо, в надинтрузивных, апикальных частях (ущелья р.р.Мазмазак и Шахапонк). Одним из таких примеров является пояс, который прослеживается от северного склона г.Гядык к северо-западу в сторону Марджанского и Мазмазакского месторождений.

С вулканизмом палеогена (средне-верхнего эоцена) связаны различные базальтовые, андезитовые порфириты, а также пикритовые базальтовые порфириты, которые по составу и облику не отличаются от базальтовых пород эффузивных фаций соответствующих толщ – гехакарской или капутджухской. Эти дайки син-

хронны вулканогенным толщам и в пределах гранодиоритовых массивов более молодых неогеновых толщ не встречаются. Это дает основание считать их наиболее ранними жильными образованиями, связанными с палеогеновым вулканизмом. Дайки базальтовых пород встречаются в ущельях р.р. Гижгет и Камрчак, внутри вулканогенно-терригенной гижгетской, вулканогенной капутджукской и вулканогенно-эксплозивной гехакарской толщ. Пояс даек прослеживается к юго-востоку от Марджанского месторождения до верховьев реки Карсунджур и водораздела рек Айри и Гижгет. Ориентировка даек в поясе диагональная – северо-восточная и северо-западная. Мощность даек варьирует, у отдельных даек достигает 20-30м, нередко и больше. Состав – пироксеновые, роговообманковые или плагиоклазовые базальты, андезитобазальты, андезиты. В долине р. Камрчак, в нижнем ее течении, встречаются также дайки пикритовых базальтов. Дайки кислые андезитов в составе жильных пород эоценового возраста не встречаются.

С вулканизмом неогена, среднего-верхнего миоцена и нижнего плиоцена связаны дайки двух серий: основные-средние и кислые. Наиболее широко развиты риолитовые и риолит-дацитовые порфиры, образующие рои параллельных даек, развитых в бассейнах рек Айри (правый приток реки Сисиан) и Шенатаг. В этом поясе сосредоточены, по-видимому, около одной тысячи даек, мощностью в среднем 5м. Дайки риолитовых порфиров имеют северо-западное простирание, мощность их варьирует, достигая 20м. Они секут гранитоиды, а также вулканогенно-обломочную свиту верхнемиоценового возраста (на участке месторождения Татна, в верхнем течении р. Шенатаг). Пояс даек риолитовых порфиров прослеживается от водораздела Баргушатского хребта, через верховья р. Шенатаг и северо-восточного экзоконтакта Дастакертского интрузива в сторону с.с. Тороник (Кызылшафак) и Бюнис, где покрывается сисианской диатомитовой толщей. Единичные дайки риолитовых порфиров известны в Марджан-Мазмазакском поясе и на склонах г. Ляст. Андезитовые, андезитодацитовые и дацитовые порфиры развиты менее интенсивно, отмечаются в камрчакской, салвардской и артаванской толщах среднемиоценового возраста. По облику и составу не отличаются от эффузивных или субвулка-

нических серий аналогичного состава пород неогенового возраста. Эти дайки встречаются в бассейнах р.р.Мазмазак, Шахапонк, Камрчак, а также Айри и Шенатаг. Кайнотипные дайки среднего состава, по сравнению с палеотипными, имеют ограниченное развитие. В эффузивных толщах миоценового возраста эти дайки встречаются довольно редко. Больше всего они встречаются в нижележащих толщах среднеэоценового возраста (бассейн рек Айри и Шенатаг), где также образуют пояса (район с.Лернашен).

Дайки, связанные с плутонизмом, локализуются преимущественно в пределах интрузивных массивов, а также в их экзоконтактовых ореолах. Дайки спессартитов, диабазов и гранодиорит-порфиоров в небольшом количестве отмечаются внутри Аревисского массива и широко распространены в Лернашенском, Дастакертском, Гехинском интрузивах аналогичного состава. Крупнопорфировые гранодиорит-порфиры и диорит-порфириты в огромном количестве появляются после формирования плутонических интрузивов нижнемиоценового гранит-гранодиоритового комплекса – Салвардского массива и небольших штоков порфировидных гранодиоритов в ущельях р.р.Мазмазак и Шахапонк. За пределами рассматриваемого района к этому комплексу относятся Шенатагский, Казанличский и Вохчинский массивы порфировидных гранитов, адамеллитов и гранодиоритов. Эти дайки гранодиорит-порфиоров и диоритовых порфиритов нижнемиоценового возраста развиты не только внутри интрузивных массивов, но и далеко за их пределами, среди более древних интрузивов и вулканогенных толщ. В Марджан-Мазмазакском рудном поле дайки этого состава имеют наибольшее развитие, они локализуются в вулканогенных толщах среднеэоценового возраста, достаточно далеко от интрузивов района (Аревисского), но очень близко к одновозрастным интрузивам (Салвардский и мелкие штоки грейзенизированных порфировидных гранодиоритов). Эти дайки прослеживаются от долины р.Камрчак (правого ее борта) до р.Мазмазак, где уходят под лавы салвардской толщи. Число даек в поясе велико. Дайки часто разделяются тонкими перегородками вмещающих пород. Мощность даек варьирует в широких пределах от 3-5 до 15-20м. Это в основном крутопадающие дайки. Ширина дайкового пояса Гядык-Марджан-

Мазмазак составляет от 1 (на юго-западе) до 3км (на северо-востоке). Концентрация даек в этом поясе очень большая. В одном из разрезов по р.Мазмазак, на протяжении около 1,5км, установлено 30 даек, мощностью в среднем 5м. В рудном поле Марджанского месторождения в пределах небольшого интрузива имеется 10 даек суммарной мощностью примерно в 100м. Суммарное растяжение этого участка шириною в 0,8км соответствует мощности всех даек, что соответствует растяжению земной коры на 12,5%.

Дайки гранитоидного состава широко распространены и представляют резкий контраст по составу среди базальтовых вулканогенных толщ. Они возникли, вероятно, после формирования нижнемиоценовых гранитоидных интрузивов (Салвардский массив и многочисленные мелкие тела грейзенизированных порфиридных гранодиоритов). Концентрация нескольких сот мощных даек (от 5 до 15-20м) на площади порядка 100кв.км обусловлена сосредоточением всей нижней миоценовой магматической деятельности в пределах небольшой площади. Мелкие интрузивные тела гранитоидов вероятно представляют собой апикальную часть мало эродированного или начинающего эродироваться массива порфиридных гранодиоритов под Марджан-Мазмазакской зоной даек, мелких штоков, гидротермально измененных и минерализованных пород.

Слагающие дайки породы часто крупнопорфировые, характеризуются полифировыми, криптовыми структурами с аллотриоморфнозернистой кварц-полевошпатовой основной массой. Вкрапленники представлены олигоклаз-андезином, олигоклазом, калишпатом, редко кварцем. Темноцветные минералы – зеленая роговая обманка и бурый биотит. Дайки гидротермально интенсивно изменены, в большинстве случаев аргиллитизированы и карбонатизированы. На основе состава разнообразных даек Марджан-Мазмазакского пояса и региональных сопоставлений показано, что их становление происходило в течение длительного периода. Наиболее ранние дайки (базальтовые порфириты) представляют каналы эоценовых лавовых покровов. Они широко распространены в поясе, который прослеживается от верховьев реки Гижгет Карсунджур до ущелья р.Камрчак, в районе Марджанского месторождения. Внут-

ри этого пояса ориентировка даек северо-восточная и северо-западная. Гранодиорит-порфиры и диорит-порфириты нижнемиоценового возраста и дайки риолитовых и дацитовых порфиров в большинстве случаев, по-видимому, были питающими каналами неогеновых лавовых покровов. Становление даек этого пояса происходило в течение довольно длительного периода, примерно 30 млн. лет от среднего эоцена до верхнего миоцена в условиях весьма интенсивного растяжения. Рудные жилы и зоны часто локализируются вдоль контактов даек, с удалением от контактной линии интенсивность оруденения резко падает.

Макроскопически гранодиорит-порфиры светло-серые, пепельно-серые, обеленные реликтовые порфиroidные породы, местами гидротермально измененные и березитизированные, состоят из в различной степени измененных вкрапленников плагиоклаза, кварца, погруженных в мелкозернистую основную массу, сложенную из лейстов и микролитов плагиоклаза, ксеноморфных зерен кварца. Макроскопически отмечаются редкие вкрапленники калишпата. Темноцветные минералы не сохранились. Более половины объема породы занимают вторичные минералы: серицит, кварц, каолин, карбонат и гидросерицит. Количество неизмененных кристаллов плагиоклаза, в основном вкрапленников, составляет менее 40%. Остальное приходится на серицит и гидросерицит (25%), карбонат (15 %), каолин и кварц (по 10%). В основной массе отмечаются относительно крупные зерна апатита. Структура порфировая, реликтовая. Дайка обнажается около устья шт.6 (обр. 8621).

Дайки диорит-порфиритов расположены к северо-востоку от шт.6, выше по склону (обр.8622). Хлоритизированные и карбонатизированные вкрапленники плагиоклаза и роговой обманки находятся в мелкозернистой, большей частью также хлоритизированной и карбонатизированной основной массе. Кроме того, в большом количестве отмечаются также серицит, мусковит и каолинит. Ассоциация вторичных минералов не равновесна. Она состоит по крайней мере из трех парагенетических ассоциаций, состоящих из хлорита с кальцитом, серицита, мусковита и кварца с каолином, карбоната.

Диорит-порфиритовая дайка из устья шт.3 (обр. 8655) мак-

роскопически светло-серая с зеленоватым оттенком порфирировая порода. Каолинизированные и серицитизированные вкрапленники плагиоклаза расположены в мелкозернистой основной массе, состоящей из лейстов и микролитов плагиоклаза. Вкрапленники плагиоклаза полностью замещены агрегатами серицита и каолина. Темноцветные минералы (вкрапленники роговой обманки) разрушены полностью и замещены в основном хлоритом. Вторичные зерна кварца образуют микрогранобластовые скопления, но общее их содержание небольшое (3-5%).

Диорит-порфиры березитизированные (обр. 7834, 7837) темно-серые с зеленоватым оттенком порфирировые породы. Развита на правом борту р. Камрчак, напротив центрального участка Марджанского месторождения. Вкрапленники плагиоклаза и биотита находятся в хлоритизированной, каолинизированной и карбонатизированной мелкозернистой основной массе. Среди вторичных минералов отмечаются также мусковит (~5%), анкерит (~15%), кварц, каолин, гидросерицит, заполняющий поверхности кристаллов плагиоклаза.

Гранодиорит-порфиры грейзенизированные дайки в виде параллельной серии отмечаются в ущельях р.р. Мазмазак и Шахпонк. Светло-серые с розоватым оттенком или обеленные породы с реликтовой порфирировидной структурой. Сложены кварцем, серицитом, каолином, иногда, и мусковитом. Отмечаются реликтовые вкрапленники кварца, плагиоклаза и калишпата. Вкрапленники полевых шпатов превращены в серицитовый агрегат. Основная масса представлена серицитом и кварцем. Темноцветные минералы разрушены, не сохранились даже их реликты.

Микрогранодиорит-порфирировые дайки (обр. 8600, 8601) — светло-серые породы с розоватым, светло-фиолетовым оттенком. Структура порфирировидная. Вкрапленники плагиоклаза (до 30%), биотита и роговой обманки (примерно по 5%), калишпата (4%) и кварца (3%) находятся в равномернозернистой, мелкозернистой основной массе, в которой рассеяны мелкие зерна пирита. Обычно в различной степени серицитизированы, встречаются в виде даек и мелких штоков в ущелье р. Мазмазак.

Спессартиты сложены плагиоклазом и роговой обманкой, а также небольшим количеством магнетита (4%). Светло-зеленоватые, афитовые породы, иногда с небольшими пятнами, жеедками красно-бурого цвета, заполненными вторичными минералами. Плагиоклаз представлен мелкими, относительно идиоморфными таблитчатыми кристаллами, а роговая обманка менее идиоморфна, часто представлена ксеноморфными мелкими зернами в промежутках полевых шпатов. Структура ближе к микродиабазовой, местами панидиоморфнозернистая. Слабо карбонатизированы (6% кальцита, обр.8469). Встречаются исключительно в кварцевых диоритах Аревисского массива, на юго-западном контакте его.

2.2.5. Субвулканические тела.

Кроме малых интрузий "гибридного облика", на вершине г.Аражин, в ущельях р.р.Мазмазак, Салвард и Шахапонк, в особенности, в местности Мичагет (Чайарасы), встречаются силлоподобные, дайкообразные и штокообразные тела небольших размеров (от 0,1x0,5км до 0,5x1,5км около устья р.Мазмазак и до 1,0x1,5км на г.Аражин), сложенные мелкозернистой, серой и темно-серой полнокристаллической массой эффузивного облика, обнаруживающие под микроскопом интергранулярные, микродолеритовые, микродиабазовые структуры и имеющие состав от базальтов до андезитов. Это также микропорфировидные с микродолеритовыми, интергранулярными, субофитовыми, интерсертальными и призматически зернистыми структурами основной массы породы. Они сложены основным плагиоклазом, клино- и нередко ортопироксеном, биотитом, роговой обманкой, кварцем и магнетитом, причем узкие и удлиненные кристаллы плагиоклаза расположены беспорядочно, часто "диабазово", а в промежутках между ними – чаще по несколько мелких зерен ксеноморфного клинопироксена с кварцем и биотитом или без них. На фоне их выделяются микрофенокристаллы или гломеропорфировые скопления плагиоклаза и пироксена. Кварц первичный, биотит позднемагматический, реакционно развивается по пироксенам. Однако часто отмечаются и ксеноморфные чешуйки биотита в интерстициях других минералов. Содержание

биотита в различных образцах сильно колеблется (от единичных чешуек до 8-10%). Кварцевые микродолериты, микродолеритовые андезиты и кварцевые микродиабазы – кайнотипного облика вулканические породы. Такие же породы на водоразделе Зангезурского хребта прорывают камрчакскую толщу ниже-среднемиоценового (?) возраста. Размеры штока на северо-восточном склоне г.Аражин около 1,5 кв.км. Радиометрический возраст их, по данным В.Г. Сафаряна [10], 11-14 млн.лет, т.е. средний миоцен (по геохронологической шкале 1982). Безусловно, эти основного состава микродолеритовые и микродиабазовые тела г.Аражин и местности Мичагет являются вулканическими образованиями и генетически ничего общего не имеют с близко одновозрастными малыми интрузиями субщелочного состава ущелья р.Мазмазак. В литературе эти различные генетические типы пород смешиваются и часто породы Аражинского вулканического интрузива близповерхностной фации называются плутоническими (диориты, гранодиорит и т.д.) или вулканическими (долериты, диабазы) терминами.

По данным Ш.А. Азизбекова [6], Аражинский интрузив сложен долеритами и имеет нижнеплиоценовый возраст. Новые данные В.Г. Сафаряна [10] относительно этого интрузива резко отличаются. По его наблюдениям в составе интрузива встречаются диабазы, диориты и гранодиориты, сложенные плагиоклазом, пироксеном, роговой обманкой, биотитом, магнетитом, а также калишпатом. Радиометрический возраст пород этого интрузива по двум образцам – 12 млн.лет ($11,5 \pm 0,5$ и $13,5 \pm 0,5$ млн.лет), т.е. средний миоцен, по новой шкале. В.Г. Сафарян [10] Аражинский интрузив и т.н. малые штоки сиенито-диоритов и кварцевых диоритов долины р.Мазмазак (это в действительности порфиоровидные гранодиориты и адамеллиты грейзенизированные и турмалинизированные) относит к верхнемиоцен-нижнеплиоценовой группе интрузивов. Как будет видно из дальнейшего изложения, турмалинизированные и грейзенизированные гранитоиды Салвардского и других мелких интрузивов Мазмазак-Шахапонского участка являются аналогами нижнемиоценовых порфиоровидных гранодиоритов Шенатагского, Казанличского и Вохчинского интрузивов. Именно поэтому Салвардский интрузив нельзя относить к верхнемиоцен-нижнеплиоце-

новой группе, куда входит Аражинский интрузив вулканической ассоциации.

Долериты и другие диабазовые породы Аражинского интрузива среднемиоценового возраста сходны с породами аналогичного состава и облика, развитыми в устье р.Мазмазак, а диориты и гранодиориты, которые отмечаются на склонах г.Аражин некоторыми авторами, вероятно, принадлежат к другому, более древнему плутоническому комплексу (типа Аревисского), не имеющему генетической связи с молодыми субвулканическими и близкоповерхностными интрузивами неогенового вулканизма.

Кварцевый порфировидный микродолерит (обр. Ар 245) на 67% сложен основным плагиоклазом, на 22% – частично уралитизированным клинопироксеном, на 5% кварцем и биотитом и на 3% – магнетитом. Вкрапленники зонального и полисинтетического плагиоклаза длиной до 3,0мм заключены в интергранулярной основной массе, сложенной лейстами лабрадора и интерстиционными зернами клинопироксена, а в некоторых типах – уралитовой роговой обманки, биотита, кварца, магнетита и апатита. Мелкие и тонкие лейсты плагиоклаза расположены беспорядочно. Пироксен образует ксеноморфные зерна, в которые частично включены несколько более крупных, удлинённых кристаллов плагиоклаза, расположенных диабазово. Пироксены окаймлены светло-зеленой роговой обманкой, биотитом и хлоритом. Для структур этих пород характерны идиоморфизм кристаллов плагиоклаза к темноцветным минералам (к пироксену, в частности), офитовые или скорее субофитовые, нередко интергранулярные соотношения, наличие микрофонокристаллов плагиоклаза, образующих местами гломеропорфировые скопления.

Кварцевый микродолеритовый андезит (обр. Ар 216) представлен свежими полнокристаллическими породами, состоящими из порфировых выделений плагиоклаза (6%), клинопироксена (3%), а также гломеропорфировыми скоплениями темноцветных минералов – пироксена, уралита и биотита. Эти породы имеют преимущественно микродолеритовое строение. Минеральный состав кварцевых микродолеритовых андезитов (%): плагиоклаз – 67, клинопироксен (вместе с уралитом и хлоритом) – 13, биотит – 5, кварц – 14,

магнетит – 1. Основная масса – полнокристаллическая, состоит из идиоморфных кристаллов плагиоклаза, расположенных беспорядочно. Более крупные кристаллы плагиоклазов, длиной в 1-2мм, играют роль микрофенокристаллов, а мелкие лейсты, призмочки и микролиты составляют основную массу. В интерстициях между плагиоклазами расположены ксеноморфные зерна пироксена и кварца. Часть промежутков между удлинёнными кристаллами плагиоклаза заполнены несколько зернами пироксена, иногда с кварцем, биотитом и магнетитом. Структура микропорфировидная с интергранулярной, микроделеритовой структурой основной массы, хотя эта структура иногда не типично микроделеритовая из-за присутствия в интерстициях кварца и биотита или из-за нечеткого расположения удлинённых лейст плагиоклаза "диабазового". В таких случаях структура становится микросубофитовой, микропризматически-зернистой или даже интерсертальной.

Двупироксеновый кварцевый микроделерит (обр. Ар 217) микроскопически равномернозернистая диабазовидная темно-серая порода. Темноцветные минералы представлены гиперстеном и авгитом. Полнокристаллическая основная масса сложена лейстами и призмочками лабрадора, обычно длиной в 0,5-0,6мм, расположенными диабазово. Промежутки между ними заняты агрегатом мелких, ксеноморфных зерен клинопироксена, ортопироксена, кварца, рудного минерала и часто биотита, замещающего пироксены. На мелкозернистом фоне выделяются микрофенокристаллы и гломеропорфиры пироксенов, плагиоклазов, биотита. Чешуйки бурого, буро-красного биотита рассеяны по всей массе более или менее равномерно, часто окаймляют пироксены или в виде ксеноморфных, самостоятельных чешуек в интерстициях других минералов. Содержание клинопироксена – 18, ортопироксена – 5, биотита – 8, кварца – 5, магнетита – 2%, остальное приходится на плагиоклазы (63%).

2.3. Петрохимическая характеристика разновозрастных ассоциаций вулканических и plutонических пород

Петрохимия разновозрастных вулканических и plutонических комплексов территорий Баргушатского и Зангезурского хребтов рассматривалась в ряде работ [4,9,24]. В этих же работах делались попытки решить петрогенетические вопросы. При анализе петрохимии интрузивов Баргушата было установлено, что они состоят по крайней мере из четырех самостоятельных комплексов. Первые три из них относятся к верхнему эоцену – нижнему олигоцену и представлены габбро-пироксенит-оливинитовыми (Сваранцкий массив), габбро-монзонит-сиенитовыми (Арамаздский массив), габбро-диорит-гранодиоритовыми (Гехинский, Лернашенский, Аревисский и др. массивы) сериями пород, четвертый относится к нижнему миоцену и представлен порфириовидными гранит-гранодиоритами (Шенатагский).

Вулканические породы представлены базальт-андезитовыми известково-щелочными и субщелочными (капутджухский комплекс среднего эоцена), базальт-андезитовыми (гехакарский комплекс верхнего эоцена-нижнего олигодена?) и андезитодацитовыми (салвардский комплекс миоплиоцена) сериями. Все эти вулканические и plutонические комплексы присутствуют на сравнительно небольшой территории бассейна р.Сисиан. Из вулканических комплексов наиболее широко представлены миоценовый (салвардский комплекс базальт-андезит-риолитовой серии и верхнеэоцен-олигоденовый (гехакарский) комплекс базальт-андезитовой серии. Из plutонических комплексов представлены интрузивы габбро-диорит-гранодиоритового комплекса, куда входят Аревисский, Кошакарский, Каракертский и Гижгетский массивы.



Рис. 2. Диаграмма Заварицкого-Белоусова для плутонических комплексов р.Сисиан.

Кружки — габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс верхний эоцен-нижнеолигоценового возраста.

Крестики — гранит-гранодиоритовый порфировидный комплекс нижнемиоценового возраста.

Треугольники — породы "малых интрузий" ущелья рек Мазмазак и Шахапонк.

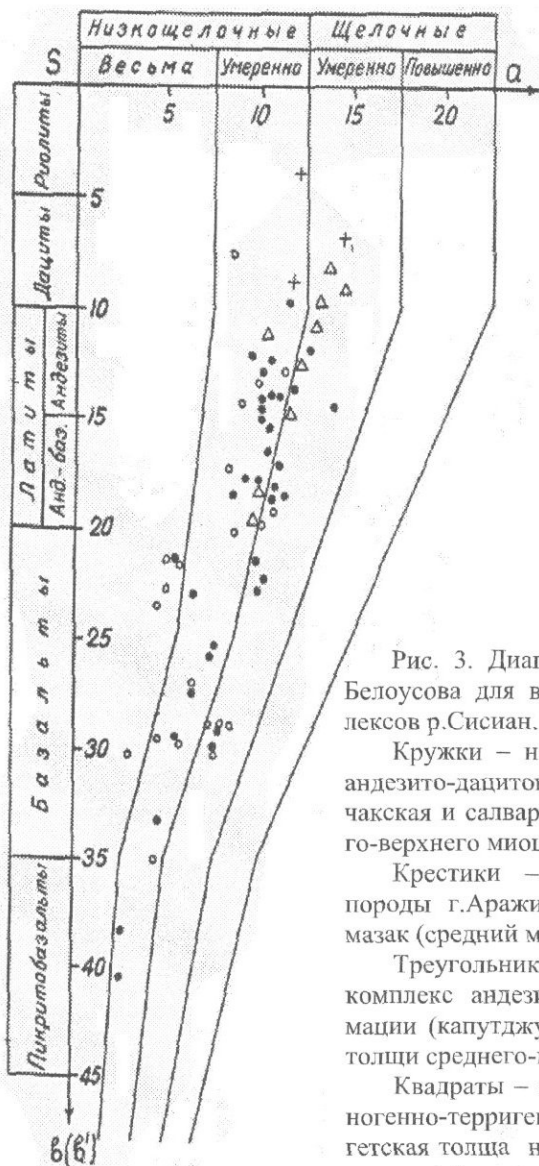


Рис. 3. Диаграмма Заварицкого-Белоусова для вулканических комплексов р.Сисиан.

Кружки – неогеновый комплекс андезито-дацитовой формации (камрчакская и салвардская толщи среднего-верхнего миоцена).

Крестики – микродолеритовые породы г.Аражин и ущелья р.Мазмазак (средний миоцен).

Треугольники – палеогеновый комплекс андезитобазальтовой формации (капутджухская и гехакарская толщи среднего-верхнего эоцена).

Квадраты – палеогеновый вулканогенно-терригенный комплекс (гижгетская толща нижнего (?) – среднего эоцена).

Ассоциации пород габбро-оливинитового и габбро-монцонитового комплексов отмечаются только в виде фрагментов, блоков-ксенолитов среди гранодиоритов Аревисского массива. Интрузивы гранит-гранодиоритового состава представлены многочисленными небольшими грейзенизированными телами порфириовидных гранитоидов общей площадью менее 1 кв.км. Площадь габбро-гранодиоритовых пород составляет 39 кв.км. Общая площадь габбро-гранодиоритовых пород составляет 39 кв.км.

Для петрохимической характеристики пород plutонических и вулканических ассоциаций применен петрохимический метод А.Н. Заварицкого, использована модернизированная диаграмма Заварицкого – Белоусова, (рис.2,3), некоторые вариационные диаграммы для определения щелочно-известкового индекса (рис.4-6), разделения щелочных и нормальных или нещелочных (толеитовых

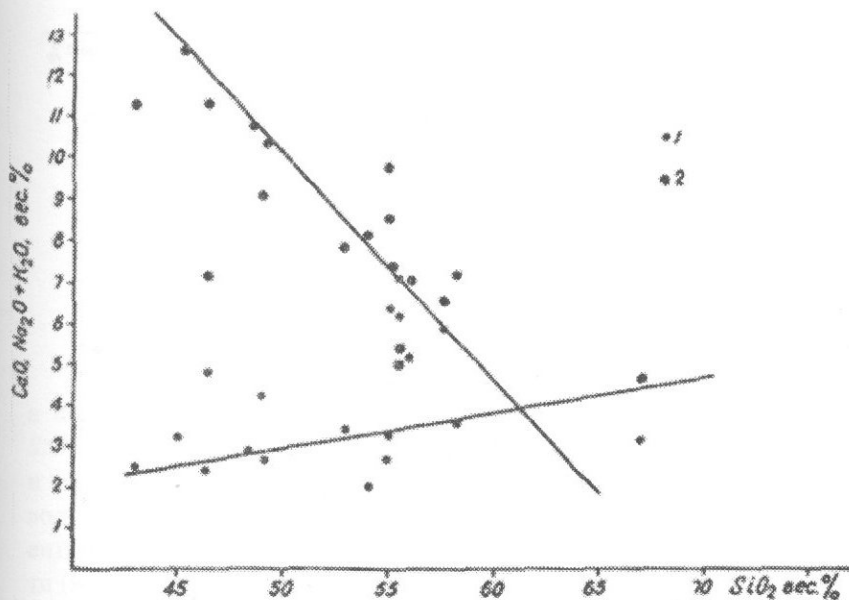


Рис. 4. Вариационная диаграмма вулканитов известково-щелочной серии Капутджухского комплекса.

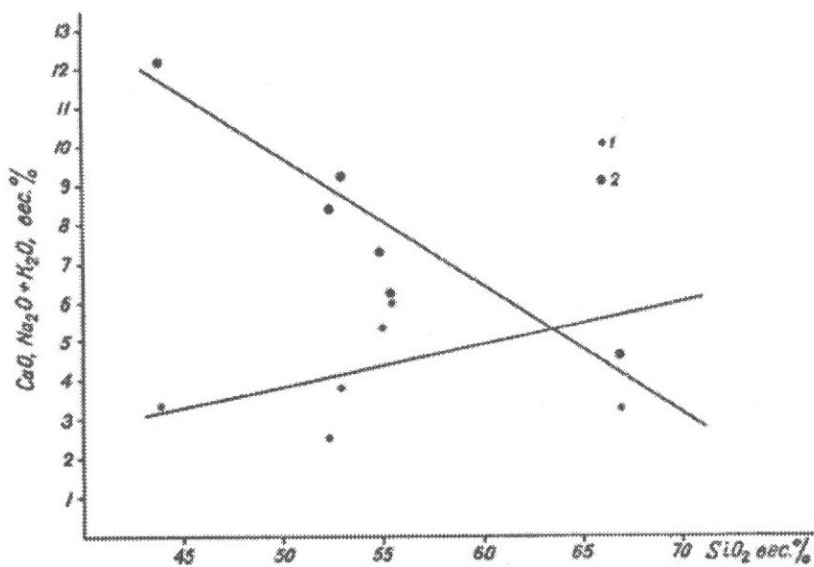


Рис. 5. Вариационная диаграмма вулканогенно-обломочных пород Гижгетского комплекса (известковая серия).

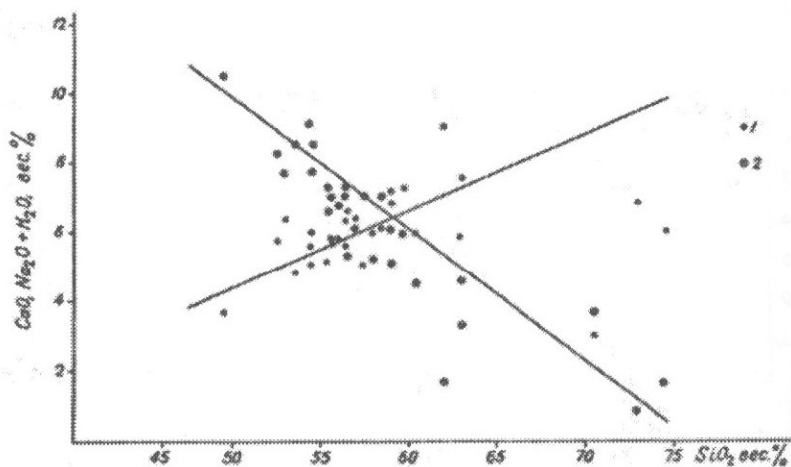


Рис. 6. Вариационная диаграмма вулканитов Салвардского комплекса (известково-щелочная серия).

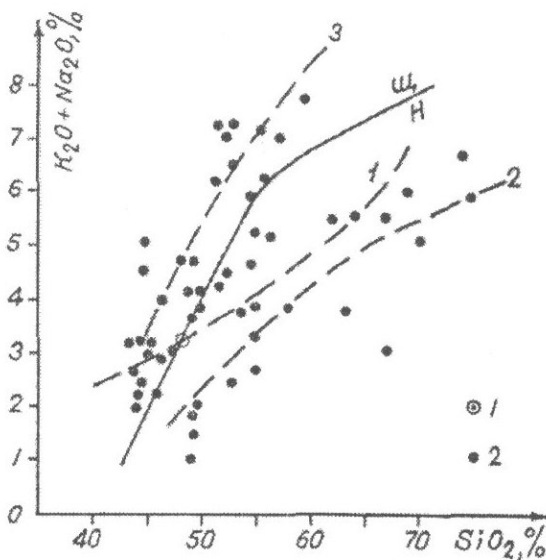


Рис. 7. Петрохимическая диаграмма дифференцированной «известково-щелочной» серии Капутджухского комплекса. Разделение щелочных (Щ) и нормальных (Н) базальтоидов по А.Мияширо (Miashiro, 1974, 1978). Линия 1—толеитовая и известково-щелочная серия внутренней зоны Японии (зона Сакаи), линия 2—толеитовая и известково-щелочная серия внешней зоны Японии (зона Нагу), линия 3—базальтоиды «типа Кумбса» (о-ва Пасхи, Вознесения в Тихом океане). 1-единичные составы, 2-средний известково-щелочной базальт Капутджухского комплекса.

и известково-щелочных) базальтоидов, соотношение Na_2O+K_2O и SiO_2 (рис.7-9), SiO_2 и Fe/MgO (рис.10), K_2O , Na_2O и SiO_2 (рис.11-14) и габброидов различной щелочности (рис.15,16). Кроме того, приводятся петрохимические диаграммы, построенные по "коэффициентам океаничности" (K_1 и K_2), глиноземистости (KA) и щелочности ($KЩ$) для определения петрохимических типов базальтов палеогеновых и неогеновых вулканических комплексов орогенной стадии развития региона (рис.16-18) и сопоставления их с базальтами современных активных областей.

Химические составы пород из различных вулканических и плутонических комплексов территорий бассейна р.Сисиан приведены в таблицах 3-10. Для построения петрохимических диаграмм использованы в основном эти данные, а также данные из магматических пород сопредельных территорий (диаграммы рисунков 7-19 по Джрбашяну и др., 17).

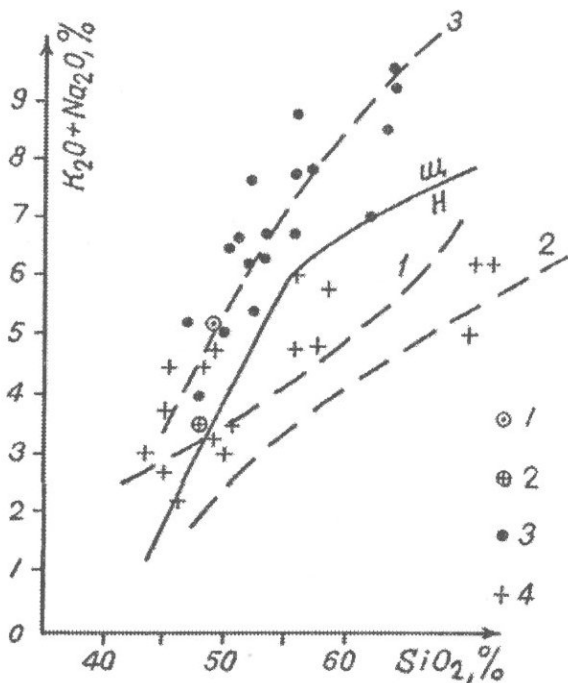


Рис. 8. Петрохимическая диаграмма дифференцированной «субщелочной» серии Капутджухского и Гехакарского комплексов. Единичные составы: 1. Капутджухский, субщелочная серия; 2. Гехакарский, известково-щелочная серия; 3-средний субщелочной базальт; 4-средний базальт Гехакарского комплекса. Обозначения линий см. на рис. 7.

Одной из характерных особенностей интрузивных формаций Аревис-Барцраванской зоны является доминирующая роль габбро-диорит-гранодиоритовой формации и гранитоидной группы (кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, кварцевые роговообманковые монцититы). Роль габброидов незначительна (менее 5%), представлены они дугообразным телом в северо-западной части Аревисского интрузива.

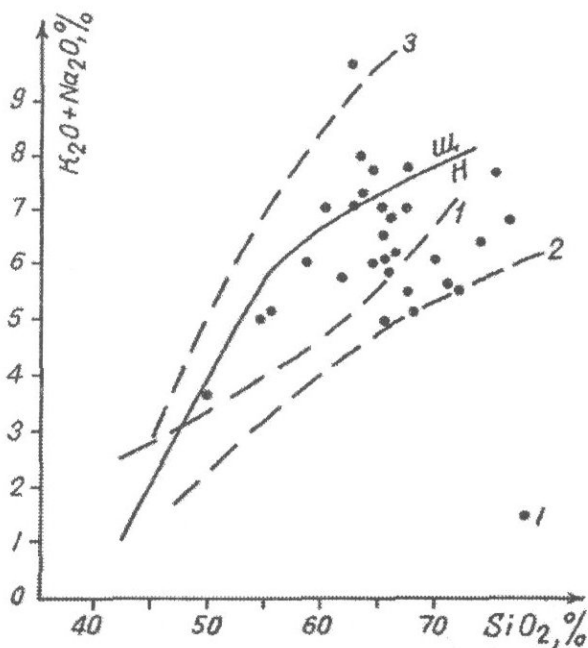


Рис. 9. Петрохимическая диаграмма дифференцированной известково-щелочной серии Салвардского комплекса. Обозначения линий см. на рис.7.

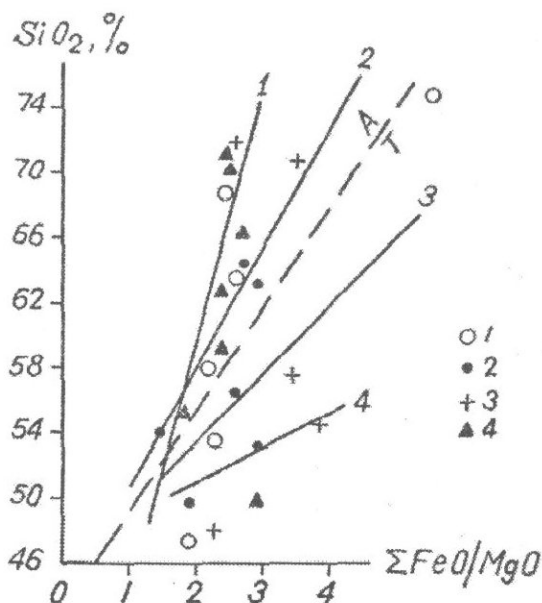


Рис. 10. Петрохимическая диаграмма для классификации дифференцированных третичных базальтоидных серий Зангезурского (басс. р. Сисиан) и Баргушатского хребтов. Капуджухский комплекс (средний эоцен). 1-известково-щелочная серия; 2-субщелочная серия; 3-гехакарский комплекс (верхний эоцен – нижний олигоцен (?); 4-салвардский комплекс (средний-верхний миоцен). Разделение толеитовых (Т) и андезитовых (А) серий по А.Мияширо (1974, 1978); 1 и 2-вулканы Асма и Амаги (Япония), 3-вулканы Асма и Амаги (Япония), 3 - вулканы Тофуа, Тонга; 4-вулканы Мияки-Джила (Изу-Бонинская дуга).

Характерны для рассматриваемого района крупные блоки-ксенолиты ранних комплексов в составе Аревисского интрузива, а также ксенолиты наиболее высокотемпературной ступени пироксеновых роговиков (биотитовые гиперстен-кордиеритовые роговики).

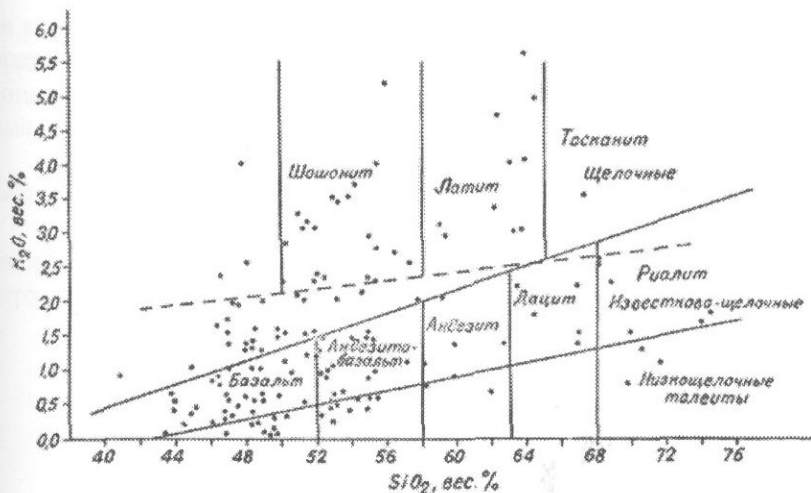


Рис. 11. Положение низкощелочного, известково-щелочного и латит-шошонитового рядов вулканитов палеогена Зангезура.

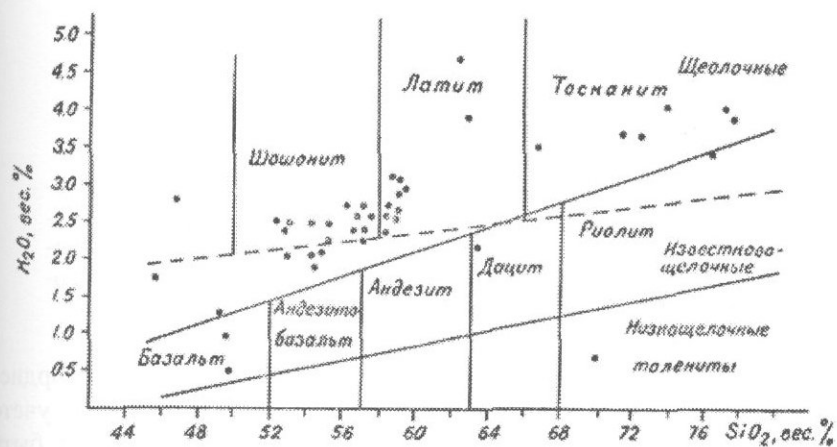


Рис. 12. Положение неогеновых пород базальт-андезит-риолитового состава Зангезурского хребта на диаграмме Маккензи-Чапеля.

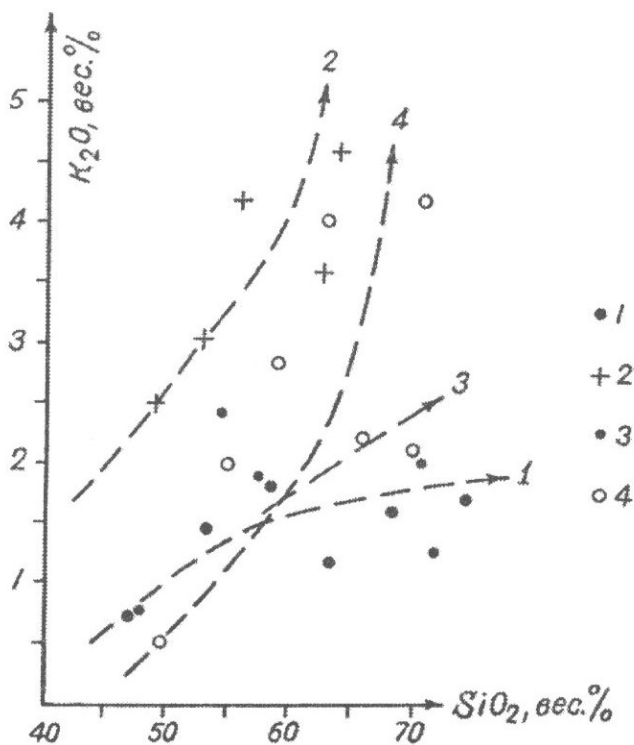


Рис. 13. Направление тренда изменения калия в базальт-андезит-риолитовых сериях Зангезура (бассейн р.Сисиан) и Баргушата (по средним составам). Капутджухский комплекс: 1 - известково-щелочная серия; 2 - субщелочная серия; 3 - Гехакарский комплекс; 4 - Салвардский комплекс.

Радиометрический возраст биотитовых гиперстен-кордиеритовых роговиков (или сланцев?) – 119 ± 4 млн.лет. При учете омолаживания внутри интрузива возраст этих пород может быть определен как кайнозойский.

Единичные данные по составу пород из габбро-гранитоидных (Аревисский, Каракертский и др.) и гранит-гранодиоритовых (Салвардский и др.) массивов, а также из малых интрузий верховь-

ев р.Салвард нанесены на диаграмму Заварицкого-Белоусова в координатах a , $b(b')$. Точки составов пород габбро-гранитоидной ассоциации располагаются вдоль линии, разделяющей низкощелочные и щелочные серии пород (рис. 2).

Большинство составов попадает в низкощелочной класс, часть из них (примерно 1/3) попадает в умеренно щелочной класс.

В основном все породы, от габброидов до гранодиоритов, калиевого и натри-калиевого ряда, т.е. породы с повышенным содержанием калия (группы I и II по А. А. Маркушеву).

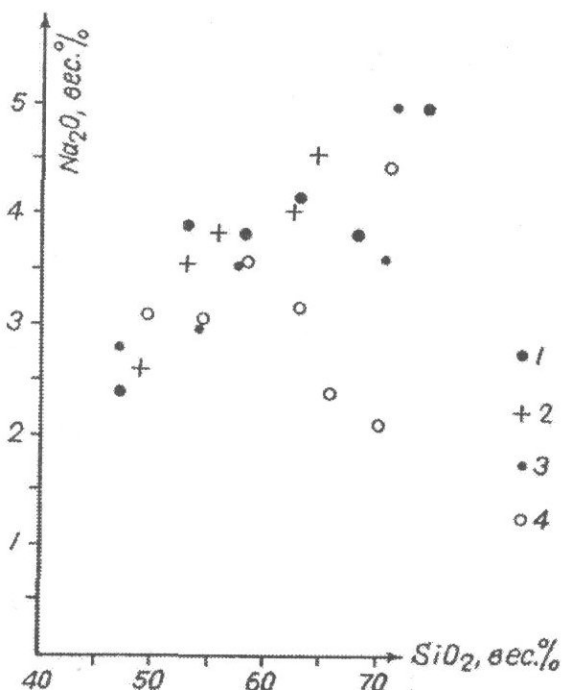


Рис. 14. Сравнение средних составов натрия в третичных базальт-андезит-риолитовых сериях Зангезура (бассейн р.Сисиан) и Баргушата. Обозначения см. на рис. 13.

**Химические составы и петрохимические параметры А.Н.Заварицкого
эксплозивно-обломочных пород гижгетской голши нижне-
среднеэоценового возраста**

Таблица 3

	6183	P03231	P03254	P03279	P03283	P03227
	1	2	3	4	5	6
SiO₂	43,96	52,42	55,63	54,82	52,77	66,95
TiO₂	1,19	0,12	0,12	0,11	0,63	0,30
Al₂O₃	13,29	18,90	18,37	18,29	15,33	13,27
Fe₂O₃	7,75	4,58	6,30	4,95	6,02	1,80
FeO	7,47	5,60	1,62	2,68	5,60	3,14
MnO	0,42	0,05	0,18	0,21	0,03	0,08
MgO	7,07	4,07	1,58	2,10	2,90	1,44
CaO	12,18	8,40	6,24	7,28	9,10	4,62
Na₂O	2,80	2,13	3,25	3,00	2,25	1,63
K₂O	0,60	0,37	2,75	2,25	0,50	1,50
P₂O₅	0,39	-	-	-	-	-
H₂O	0,07	0,06	0,14	0,10	-	-
n.n.n.	3,28	2,68	4,52	4,92	3,02	5,36
	100,57	99,38	100,70	100,77	99,35	100,09
<i>Петрохимические параметры А.Н.Заварицкого</i>						
a	7,0	5,7	12,2	10,7	8,2	6,0
c	5,4	11,1	7,2	8,4	6,6	5,9
b	36,0	18,0	11,7	12,7	21,3	8,1
s	51,6	65,2	69,9	68,2	63,9	80,0
a'	-	-	-	-	-	10,5
f'	39,7	56,9	65,6	59,1	52,0	57,9
m'	33,6	41,9	25,5	30,4	24,3	31,6
c'	26,7	1,2	8,9	10,5	23,7	-
n	88,2	81,5	64,1	67,1	91,4	61,9
φ	18,6	24,1	49,6	35,7	25,7	19,3
Q	-16,2	-7,9	+7,2	+6,6	+4,8	+34,0
a/c	1,3	0,5	1,7	1,3	1,2	1,0
t	2,0	0,1	0,1	0,1	0,9	0,4
b'	36,0	18,0	11,7	12,7	21,3	7,6

Примечание: Лавобрекчия пикритового базальта: **6183**, в 4 км к югу от с.Цуни (Мурхуз), в ущелье р.Айри; андезитобазальтовый туф: **P03231**, в 4,5 км к ЮВ от с.Аревис, ущелье р.Гижгет; **P03254**, в 4,5 км к ЮЗ от с.Аревис, левый приток р.Гижгет. Лавобрекчия андезитобазальта: **P03279**, в 4,6 км к ЮЗ от с.Аревис, ущелье р.Карсунджур (Гырхлар); андезитобазальтовый туф: **P03283**, в 5,1 км к ЮВ от с.Аревис, ущелье р.Карсунджур; риолит-дацитовый туф: **P03227**, в 3 км к ЮЗ от с.Аревис, ущелье р.Камрчак.

**Химические составы и петрохимические параметры
вулканических пород среднеэоценового возраста
(Капуджухский комплекс, бассейн р.Сиснан)**

Таблица 4

	<i>Ap95</i>	<i>Ap110</i>	<i>Ap132</i>	<i>Ap378</i>	<i>6545</i>	<i>6608</i>	<i>7954</i>	<i>7815</i>
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	43,00	49,18	45,15	46,33	48,62	46,0	50,68	51,43
TiO ₂	1,08	1,02	0,98	1,04	1,10	1,03	0,98	1,01
Al ₂ O ₃	18,76	23,60	19,74	19,34	16,52	18,29	17,01	17,53
Fe ₂ O ₃	4,34	2,98	2,18	7,77	4,83	4,26	5,61	5,48
FeO	5,74	4,88	6,17	4,16	9,19	6,61	4,59	5,45
MnO	0,30	0,23	0,31	0,34	0,42	0,16	0,12	0,31
MgO	5,41	4,00	5,54	6,37	5,18	5,92	5,36	5,14
CaO	11,30	9,13	12,62	11,33	10,85	7,14	6,80	11,04
Na ₂ O	1,90	3,40	2,00	1,75	2,50	2,50	2,90	2,30
K ₂ O	0,65	0,80	1,20	0,60	0,35	2,30	0,90	0,50
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0,41	0,18	0,23	0,29
H ₂ O	0,70	0,10	0,20	0,23	-	0,84	0,15	-
n.n.n.	7,48	1,54	4,51	1,49	-	4,12	5,47	0,30
	100,66	100,76	100,60	100,52	99,97	99,95	100,80	100,78
Петрохимические параметры А.Н.Заварицкого								
a	6,5	9,6	7,5	5,5	6,1	9,6	8,6	5,9
c	11,8	12,5	10,5	10,9	8,3	8,6	8,3	9,1
b	24,9	15,6	24,7	26,7	27,9	22,6	20,9	2,39
s	56,8	62,3	57,3	56,9	57,7	59,2	62,2	61,1
a'	-	4,8	-	-	-	-	-	-
f'	42,8	48,0	35,0	43,2	48,7	47,7	48,4	43,4
m'	41,9	47,2	40,7	43,2	32,4	48,3	47,7	37,2
c'	15,3	-	24,3	13,6	18,9	4,0	3,9	19,4
u	74,7	85,9	62,7	73,7	91,9	62,5	82,4	88,1
φ	16,9	17,7	8,3	26,4	15,1	17,5	25,1	19,9
Q	-11,2	-7,6	-10,9	-8,1	-4,8	-9,4	-1,10	+1,3
a/c	0,6	0,8	0,7	0,5	0,7	1,1	1,00	0,6
t	1,9	1,6	1,7	1,6	1,7	1,6	1,6	1,5
b'	24,9	14,9	24,7	26,7	27,9	22,6	20,9	23,9
	<i>6157</i>	<i>Ap345</i>	<i>P03207</i>	<i>P03218</i>	<i>6175</i>	<i>6225</i>	<i>6700</i>	<i>6214</i>
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	49,20	55,45	54,84	55,54	52,77	53,88	54,75	54,96
TiO ₂	1,03	1,02	0,11	0,12	0,85	1,03	0,80	1,03
Al ₂ O ₃	18,04	20,57	17,23	18,23	15,14	15,61	16,94	15,22
Fe ₂ O ₃	5,96	2,72	5,93	3,67	4,78	3,02	4,60	5,35

Продолжение 1 таблицы 4

FeO	8,62	4,74	4,82	4,26	10,91	12,64	4,59	7,20
MnO	0,35	0,31	0,20	0,21	0,42	0,29	0,18	0,35
MgO	4,04	3,15	2,63	2,05	4,09	3,30	2,99	3,91
CaO	10,43	5,04	9,83	5,38	7,91	8,05	7,35	8,54
Na₂O	2,00	5,00	2,50	4,25	2,80	1,60	3,40	2,00
K₂O	0,57	2,10	0,82	2,00	0,60	0,35	2,90	0,55
P₂O₅	0,06	-	-	-	0,46	0,27	0,23	0,27
H₂O	0,03	0,06	0,22	0,04	-	0,37	0,42	0,08
n.n.n.	0,23	0,60	0,52	3,72	-	-	-	1,42
	100,56	100,79	99,65	99,37	100,73	100,41	99,15	100,88
Петрохимические параметры А.Н.Заварицкого								
a	5,5	16,0	7,0	13,0	5,3	4,2	12,3	5,3
c	9,9	6,1	8,6	7,0	7,8	8,7	5,6	7,8
b	24,8	12,7	18,9	12,6	21,7	22,7	17,6	21,7
s	59,8	65,2	65,5	67,4	65,2	64,4	64,7	65,2
a'	-	-	-	8,1	-	-	-	-
f'	58,0	56,4	54,5	62,4	55,5	67,8	50,0	55,5
m'	28,7	42,6	24,7	29,5	31,3	25,6	29,6	31,5
c'	13,3	1,0	20,8	-	13,2	6,6	20,4	13,0
n	84,2	7,04	81,6	76,5	85,3	88,1	64,0	85,3
φ	27,7	18,6	28,0	26,6	21,6	11,9	23,2	21,6
Q	-1,3	-7,7	+8,4	-10,8	-12,0	+11,7	-0,4	+12,0
a/c	0,6	2,6	0,8	1,9	0,7	0,5	2,2	0,7
t	1,6	1,4	0,1	,1	1,4	1,4	1,2	1,4
b'	24,8	12,7	18,9	11,6	21,7	22,7	17,6	21,7
	<i>Ap183</i>	<i>P03224</i>	<i>P03257</i>	<i>8309</i>	<i>8310</i>	<i>8314</i>	<i>P03227</i>	
	17	18	19	20	21	22	23	
SiO₂	56,00	58,33	57,72	57,40	57,70	57,35	66,95	
TiO₂	0,92	0,11	0,45	0,70	0,66	0,75	0,30	
Al₂O₃	19,61	14,98	15,86	19,27	18,05	18,75	13,27	
Fe₂O₃	1,53	5,34	4,43	3,28	3,27	2,86	1,80	
FeO	3,73	4,70	3,36	2,80	3,08	3,08	3,14	
MnO	0,18	0,20	0,09	0,18	0,18	0,14	0,08	
MgO	2,37	2,36	2,38	2,70	3,24	2,15	1,44	
CaO	7,05	7,33	6,51	6,37	6,30	6,30	4,62	
	<i>Ap183</i>	<i>P03224</i>	<i>P03257</i>	<i>8309</i>	<i>8310</i>	<i>8314</i>	<i>P03227</i>	
	17	18	19	20	21	22	23	
Na₂O	2,80	2,50	3,37	3,10	3,20	3,10	1,63	
K₂O	2,30	1,15	2,50	2,30	2,60	2,80	1,50	
P₂O₅	-	-	-	0,23	0,19	0,14	-	
H₂O	1,00	-	-	0,10	0,15	0,25	2,30	

Продолжение 3 таблицы 4

	Ap183	P03224	P03257	8309	8310	8314	P03227
	17	18	19	20	21	22	23
п.п.п.	3,08	2,50	2,22	1,70	1,65	1,90	3,06
	100,45	99,40	99,89	100,13	100,77	99,57	100,09
Петрохимические параметры А.Н.Заварицкого							
	Ap183	P03224	P03257	8309	8310	8314	P03227
	17	18	19	20	21	22	23
a	12,0	7,2	11,6	10,7	11,4	11,7	6,0
c	8,1	8,8	5,2	8,3	7,2	7,5	5,9
b	10,8	17,9	14,6	11,1	12,7	10,4	8,1
s	69,1	66,1	68,6	69,9	68,7	70,4	80,0
a'	-	26,9	-	1,3	-	-	10,5
f'	48,9	51,1	50,7	54,9	49,2	56,4	57,9
m'	39,5	22,0	28,8	43,8	44,7	37,3	31,6
c'	11,6	-	20,5	-	6,1	6,3	-
n	54,9	76,2	67,0	67,6	65,0	62,5	61,9
φ	12,2	26,4	27,4	67,5	23,5	24,6	19,3
Q	+6,1	+9,0	+9,0	+10,1	+7,4	+9,9	+42,1
a/c	1,5	0,8	2,2	1,3	1,6	1,6	1,0
t	1,2	0,1	0,5	0,9	0,8	0,9	0,4
b'	10,8	13,1	14,6		12,7	10,4	7,3

Примечание к табл. 4. Базальты: Ap95, в 5,2 км к югу от с.Аревис, в русле р.Карсунджур; Ap110, в 1,2км к СВ от г.Матагисар; Ap132, в 3 км к ЮЗ от с.Аревис, ущелье р.Камрчак; Ap378, в 2,5 км к западу от с.Аревис, левый борт р.Салвард; 6545, в 0,25км к западу от с.Аревис, ущелье р.Салвард; 6608, в 1 км к западу от с.Аревис; 7954, в 3,7 км к ЮЗ от с.Аревис, левый борт р.Камрчак; 7815, в 1,5км к СВ от г.Кошакар; 6157 в 1,5 км и ЮЗ от г.Кошакар (лавобрекчия базальта). Андезитобазальты: Ap345, в 0,7 км к СВ от г.Кошакар; P03207, в 0,52 км к ЮЗ от с.Аревис, левый борт р.Камрчак; P03218, в 2,5км к ЮЗ от с.Аревис, ущелье р.Камрчак; 6175 на ЮЗ склоне г.Ахлатянсар; 6225, в 3,8 км к западу от с.Брнакот; 6700, в 1,5км к востоку от с.Барцраван; 6214, в 5км к западу от г.Брнакот (лавобрекчия андезитобазальтов). Андезиты: Ap183 в 2,2км к СВ от г.Шахапонк; P03224, в 2,8км к ЮЗ от с.Аревис, ущелье р.Камрчак; P0 3257, в 4,5 км к ЮЗ от с.Аревис, левый приток р.Гижгет; 8309, в 1,75 к северу от с.Салвард, вершина г.Шорсар (Шортапа); 8310, вершина г.Шорсар; 8314, в 2км к СЗ от г.Салвард. Риодацит: P03227, в 3,5 км к ЮЗ от с.Аревис, ущелье р.Сиснан.

Содержание калия и соотношение калия и натрия в этих породах показано на рис.15 и 16. Породы натриевого ряда (группы I) отсутствуют. Гомодромное развитие магматизма характеризуется резким возрастанием в породах калия. Все гранитоиды (гранодиориты, кварцевые диориты), как и часть – габбро-калиевого ряда. По

имеющимся данным выделяются два типа габброидов – промежуточного калий-натриевого и калиевого рядов.

Расположение точек составов известково-щелочных и субщелочных (умеренно щелочных) плутонических пород идентично расположению точек вулканитов соответствующих типов. На диаграмме А.Н. Заварицкого – А.Г. Белоусова составы Аревисского габбро-гранодиоритового массива и дифференцированных вулканитов базальт-андезит-дацитовый серий группируются у пограничной линии, разделяющей классы низкощелочных и умеренно-щелочных составов (в интервале поля латитов).

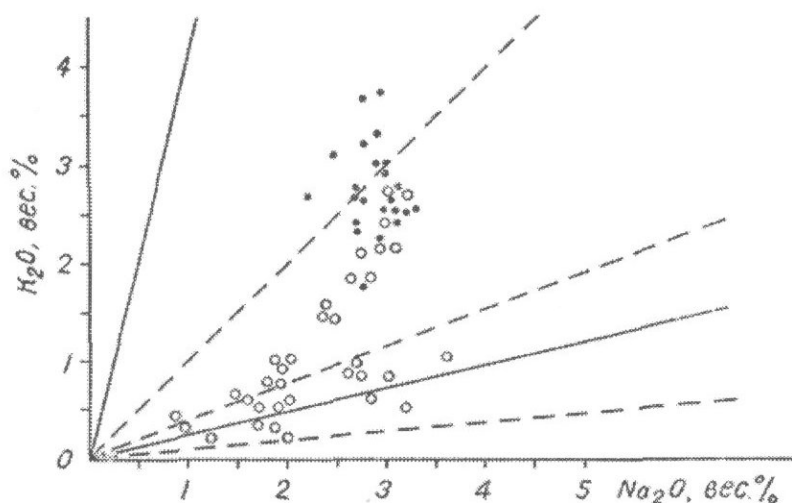


Рис. 15. Положение габброидов и гранитоидов габбро-диорит-гранодиоритового комплекса на диаграмме $K_2O - Na_2O$. 1 габброиды; 2. гранитоиды; 3. монцонитоиды; I – высоконатриевые, II – калий-натриевые, III – натрий-калиевые.

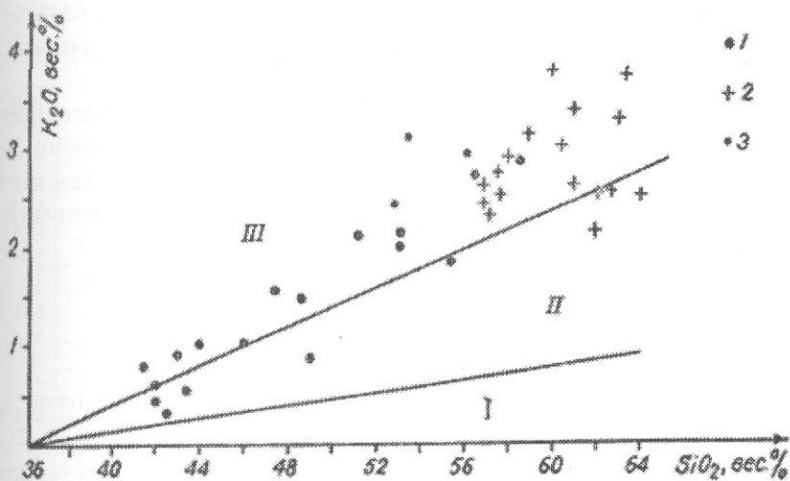


Рис. 16. Положение габброидов и гранитоидов габбро-диорит-граноди-оритового комплекса на диаграмме $K_2O - SiO_2$. 1- габброиды, 2 - гранитоиды, 3 - монцонитоиды. I - Низкокалийные, II и III повышено-калийные.

Однако базальтоиды (ниже $b'=20$) группируются все без исключения в низкощелочном поле, вдоль линии, разделяющей и весьма умеренно-низкощелочные классы. Таким образом, плутоническая габбро-гранитоидная серия пород относительно щелочная по сравнению с базальт-андезитовой серией палеогена. На диаграммах 1 и 2 видно, что составы плутонических пород слегка сдвинуты вправо по сравнению с доплутоническими слабо дифференцированными известково-щелочными сериями вулканитов палеогена (капуджухский-1 и гехакарский). Составы дифференцированной андезит-дацит-риолитовой серии миоплиоцена несколько сдвинуты правее по отношению к плутоническим породам. Это умеренно щелочные типы пород, т.е. более щелочные, чем доплутонические вулканиты и предшествующие им орогенные плутонические породы.

Составы пород нижнемиоценового комплекса (Салвардский и др мелкие интрузивы) располагаются в полях дацитов и риоли-

тов. В этом комплексе отсутствуют породы, эквивалентные базальтам и андезитам палеогеновых или миоценовых вулканических толщ.

Породы малых интрузий относятся к породам повышенной щелочности. Составы точек ложатся в классе умеренно щелочных пород. Это более кислые породы с повышенным содержанием щелочных элементов по сравнению с гранитоидами олигоценового комплекса (Аревисский интрузив).

**Химические составы и параметры А.Н. Заварицкого
средне-верхнемиоценовых вулканических пород
Зангезурского хребта**

Таблица 5

Ком-ты	<i>Ap 260</i>	<i>6211</i>	<i>6652</i>	<i>8322</i>	<i>8323</i>	<i>8392</i>	<i>8394</i>	<i>Ap 202</i>
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	49,64	53,06	52,50	53,00	45,80	49,45	49,80	54,48
TiO ₂	0,84	0,83	0,78	0,80	0,93	0,70	0,75	0,83
Al ₂ O ₃	16,66	18,05	17,91	20,50	18,90	18,47	20,00	17,78
Fe ₂ O ₃	7,15	7,17	4,74	7,05	4,65	5,67	4,00	5,74
FeO	3,02	1,98	2,27	0,84	3,36	2,80	2,52	2,84
MnO	0,21	0,08	0,56	0,15	0,17	0,23	0,21	0,12
MgO	2,64	2,87	5,05	3,35	8,82	2,97	3,51	3,13
CaO	10,64	7,70	8,26	8,00	9,94	8,75	9,66	7,70
Na ₂ O	3,20	4,00	3,20	3,40	2,90	2,70	3,10	3,50
K ₂ O	0,50	2,40	2,50	2,40	1,70	1,20	0,90	2,50
P ₂ O ₅	0,40	0,36	0,25	0,23	0,46	0,23	0,46	0,27
H ₂ O	0,14	1,28	1,18	0,20	0,35	0,15	0,25	0,43
n.n.n.	5,42	0,83	1,03	0,65	1,60	1,12	0,85	0,34
	100,06	100,61	100,23	100,57	99,58	99,72	99,71	99,66
Петрохимические параметры А.Н.Заварицкого								
a	8,8	12,8	11,2	11,6	9,3	8,8	9,2	11,8
c	7,7	6,3	6,9	8,8	8,5	9,5	10,4	6,5
b	20,9	17,0	19,3	14,9	27,2	17,7	16,2	16,6
s	62,6	63,9	62,6	64,7	55,0	64,0	64,2	65,1
a'	-	-	-	-	-	-	-	-
f	47,2	50,0	35,9	48,8	28,0	53,5	41,5	47,9
m'	22,9	29,4	45,8	40,5	57,1	32,2	41,0	32,9
c'	29,9	20,6	18,3	10,7	14,9	14,3	17,5	19,2
n	86,7	72,2	65,8	68,7	72,3	77,2	83,3	67,5
φ	31,3	37,8	21,2	42,9	15,2	30,9	23,6	30,8
Q	-0,1	-4,1	-4,1	-2,6	-17,1	+1,9	-0,4	+0,1
a/c	1,1	2,0	1,6	1,3	1,1	0,9	0,9	1,8
t	2,7	1,1	1,1	1,1	1,4	1,1	0,9	1,1
b'	20,9	17,0	19,3	14,9	27,2	17,7	16,2	16,6

Продолжение таблицы 5

	<i>Ap211</i>	<i>Ap266</i>	<i>Ap269</i>	<i>Ap389</i>	<i>PO3312</i>	<i>Ap185</i>	<i>Ap204</i>	<i>Ap206</i>
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	54,43	55,57	55,27	55,25	53,36	58,11	57,22	56,39
TiO ₂	0,74	0,54	0,97	1,02	0,33	0,60	0,70	0,70
Al ₂ O ₃	19,35	16,42	19,61	17,27	19,81	17,45	18,15	17,20
Fe ₂ O ₃	3,88	5,21	2,72	6,85	3,76	5,49	6,15	5,60
FeO	1,43	2,27	3,59	1,42	5,04	1,87	1,42	1,70
MnO	0,24	0,04	0,23	0,08	0,12	0,28	0,4	0,08
MgO	1,60	3,84	4,09	2,76	2,63	2,38	2,26	3,31
CaO	9,04	7,00	7,22	6,93	9,03	5,46	6,09	5,50
Na ₂ O	3,10	3,30	3,00	3,60	2,75	3,40	3,60	3,50
K ₂ O	1,90	2,50	2,15	2,30	2,00	2,55	2,70	3,10
P ₂ O ₅	-	0,27	-	0,29	-	0,04	0,36	0,29
H ₂ O	0,35	0,30	0,19	1,14	0,42	0,38	0,28	1,42
n.n.u.	4,66	1,94	1,66	0,90	1,42	220	0,52	1,71
	100,72	99,20	100,70	99,81	100,67	100,21	99,49	100,5
Петрохимические параметры А.Н.Заварицкого								
a	12,0	11,4	10,2	11,8	9,5	13,5	12,5	12,7
c	8,1	5,7	8,7	6,3	9,4	5,4	6,5	5,7
b	12,0	16,8	14,1	15,0	15,8	12,4	12,2	13,9
s	67,9	66,1	67,0	66,9	65,3	68,7	68,8	67,7
a'	-	-	-	-	-	-	-	-
Г	43,2	41,3	44,5	50,7	54,6	55,4	56,5	48,7
m'	24,7	40,1	52,0	32,5	30,1	32,7	32,9	42,1
c'	32,1	18,6	3,6	16,8	15,3	11,9	10,6	9,2
n	61,7	66,2	68,1	55,6	68,0	57,3	66,7	62,9
φ	29,6	27,8	17,4	41,1	21,8	38,4	45,3	35,9
Q	+3,7	+3,7	+4,9	+3,9	+2,2	+5,0	+6,1	+4,3
a/c	1,5	2,0	1,2	1,9	1,0	2,5	1,9	2,2
t	1,0	0,6	1,3	1,3	0,5	0,8	0,9	0,9
b'	12,0	16,8	14,1	15,0	15,8	12,4	12,2	13,9
	<i>Ap208</i>	<i>Ap209</i>	<i>6212</i>	<i>6622</i>	<i>6626</i>	<i>6645</i>	<i>6646</i>	<i>6653</i>
	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	60,45	59,21	57,57	56,32	56,76	56,45	58,68	58,94
TiO ₂	0,54	0,50	0,35	0,69	0,86	0,64	0,60	0,69
Al ₂ O ₃	17,17	19,83	18,40	14,80	17,70	16,59	17,07	16,84
Fe ₂ O ₃	7,95	3,97	4,28	6,90	4,19	4,65	6,00	3,98
FeO	-	0,85	1,42	4,02	2,55	3,40	1,13	4,02
MnO	0,23	0,08	0,77	-	0,56	1,89	0,28	0,42
MgO	1,25	1,23	2,16	2,02	3,25	2,34	2,06	1,66
CaO	4,66	6,02	7,00	7,28	7,42	7,28	7,07	5,11
Na ₂ O	3,30	4,10	3,10	3,20	3,60	3,20	3,50	3,80
K ₂ O	2,70	3,10	2,25	2,70	2,80	2,40	2,70	3,10
P ₂ O ₅	0,29	0,27	0,36	0,21	0,29	0,52	0,36	0,23
H ₂ O	0,94	0,44	0,24	0,52	-	0,19	0,30	0,58
n.n.n.	1,16	1,12	2,46	1,05	0,57	1,22	0,77	0,54
	100,64	100,62	100,36	99,75	100,55	100,77	100,5	99,91

Петрохимические параметры А.Н.Заварицкого								
Комп.	Ap208	Ap209	6212	6622	6626	6645	6646	6653
	17	18	19	20	21	22	23	24
a	11,7	14,3	10,8	11,3	12,2	10,8	11,9	13,2
c	6,0	6,9	7,8	4,5	6,0	6,1	5,8	5,0
b	9,9	7,2	10,3	18,0	15,3	16,4	13,4	12,1
s	72,4	71,6	71,1	66,2	66,5	66,7	68,9	69,7
a'	4,3	-	-	-	-	-	-	-
f'	73,4	61,0	60,5	55,0	43,6	56,7	49,8	64,6
m'	22,3	29,0	38,8	19,4	35,5	24,4	27,2	23,8
c'	-	12,0	0,7	25,6	20,9	18,9	23,0	11,6
n	64,6	66,7	68,0	64,2	52,7	67,5	65,9	64,9
φ	71,2	49,0	38,8	33,4	23,6	24,9	39,8	28,5
Q	+15,4	+7,7	+12,8	+5,3	+2,6	+5,7	+8,2	+8,0
a/c	2,0	2,1	1,4	2,5	2,0	1,8	2,1	2,6
t	0,6	0,6	0,4	1,0	1,2	0,8	0,8	0,9
b'	9,5	7,2	10,3	18,0	15,3	16,4	13,4	12,1
Комп.	8575	8416	6126	6172	6620	217/83	3217/83	PO33
	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	60,85	65,75	62,27	63,38	63,00	60,96	61,48	70,41
TiO ₂	0,42	0,50	0,75	0,48	0,41	0,41	0,49	0,48
Al ₂ O ₃	17,85	17,06	18,12	13,23	15,75	15,50	14,95	11,66
Fe ₂ O ₃	6,67	3,76	-	2,67	2,93	6,16	3,39	3,15
FeO	0,28	0,56	6,24	4,59	2,84	3,73	3,44	2,35
MnO	0,12	0,10	0,35	0,14	0,56	0,12	0,09	0,10
MgO	1,72	1,30	1,91	1,57	1,12	1,30	2,81	2,97
CaO	0,60	3,85	1,61	4,55	3,36	5,60	5,88	3,71
Na ₂ O	1,30	3,20	4,10	3,70	3,70	2,16	2,70	2,25
K ₂ O	2,70	3,50	4,70	2,20	3,80	1,80	2,40	0,70
P ₂ O ₅	-	0,18	0,16	0,34	0,13	0,12	0,11	-
H ₂ O	1,48	0,10	0,07	0,48	0,67	-	0,07	0,04
n.n.n.	7,04	0,80	-	1,11	2,25	2,26	0,73	2,82
	100,83	100,66	100,28	99,44	100,52	99,62	100,16	100,64
Петрохимические параметры А.Н.Заварицкого								
a	6,9	12,2	15,4	11,5	14,0	7,7	9,6	5,7
c	2,1	4,7	1,9	3,2	3,9	7,1	5,4	4,4
b	20,5	7,4	13,5	11,9	8,1	12,0	13,1	11,3
s	70,5	75,7	69,2	73,4	74,0	73,2	71,9	72,6
a'	64,5	17,8	32,4	-	-	-	-	6,4
f'	30,4	52,3	44,6	57,0	72,2	77,4	48,1	50,5
m'	5,1	29,9	23,0	22,7	23,5	22,0	36,9	43,0
c'	-	-	-	20,3	4,3	0,6	15,0	-
n	42,0	58,4	56,9	72,3	60,0	64,5	63,8	83,6
φ	28,7	43,9	0,00	19,2	31,3	46,2	22,4	-
Q	+25,1	+22,3	+6,7	+20,6	+16,1	+23,9	+19,6	+41,4
a/c	3,3	2,6	8,1	3,6	3,6	1,1	1,8	1,3
t	0,5	0,5	0,9	0,6	0,5	0,5	0,6	0,5

	7,3	6,1	9,1	11,9	8,1	12,0	13,1
Комп.	Ар280	6221	8431	8433	8440	6707	6711
	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	72,86	74,51	76,90	72,65	75,35	54,49	59,50
TiO ₂	0,22	-	0,36	0,25	0,20	0,80	0,57
Al ₂ O ₃	15,47	5,75	13,20	13,25	13,70	17,27	17,07
Fe ₂ O ₃	1,17	5,31	0,48	0,48	0,48	5,97	4,44
FeO	0,28	6,32	0,28	0,28	0,28	1,43	2,01
MnO	-	0,05	0,08	0,10	0,10	0,06	0,08
MgO	0,81	0,36	0,63	0,31	0,27	4,34	2,83
CaO	0,70	1,54	1,40	1,47	1,45	8,47	5,95
Na ₂ O	2,80	2,60	2,30	2,90	2,60	3,60	3,40
K ₂ O	4,10	3,40	3,90	3,70	4,00	2,10	2,90
P ₂ O ₅	0,06	0,04	0,12	0,07	0,05	0,23	0,18
H ₂ O	0,15	0,10	0,35	0,30	0,10	0,38	0,42
п.п.п.	1,51	-	0,65	3,90	1,00	0,88	1,32
	100,13	99,88	100,75	99,66	99,58	100,02	100,67
Петрохимические параметры А.Н.Заварицкого							
a	11,5	9,8	10,1	11,8	11,1	11,2	12,0
c	0,8	2,7	1,6	1,8	1,7	6,3	5,7
b	8,9	9,2	5,1	3,9	4,3	18,5	12,5
s	78,8	78,3	83,2	82,9	82,9	64,0	69,8
a'	72,3	-	66,7	64,7	72,7	-	-
f'	13,1	76,0	14,1	21,6	16,7	35,8	47,7
m'	14,6	5,5	19,2	13,7	10,6	40,8	38,8
e'	-	18,5	-	-	-	23,4	13,5
n	50,6	53,8	47,4	54,0	50,0	72,5	64,0
φ	10,2	15,7	7,69	11,8	9,09	2,83	31,5
Q	+33,8	+34,3	+44,6	+40,0	+41,9	-0,7	+9,9
a/c	14,4	3,6	6,3	3,0	2,6	1,8	2,1
t	0,2	0,0	0,2	0,2	0,2	1,1	0,7
b'	2,5	9,2	1,7	1,4	1,2	18,5	12,5

Примечание к табл. 5. Салвардская толща. Базальты: Ар 260, на СВ склоне г. Шахапонк, в 3 км от вершины; 6211, в 4 км к СВ от г. Салвард; 6652, в 1,25 км к СВ от вершины г. Гомшатеж; 8322, в 0,75 км к ЮВ от вершины г. Гарнасар; 8323, в 0,75 км к ЮЮЗ от вершины г. Гарнасар; 8392, на юго-восточном склоне г. Шахапонк; 8394, на ЮВ склоне г. Шахапонк. Андезитобазальты: Ар 202, в 2,5 км к ЮЗ от вершины г. Салвард; Ар211, в 3,5 км к востоку от г. Шахапонк; Ар266, в 1,5 км к востоку от вершины г. Шахапонк; Ар269, в 1,6 км к СВ от вершины г. Шахапонк; Ар389, в 0,5 км к ЮЗ от вершины г. Салвард; РО3312, на вершине г. Гядик. Андезиты: Ар185, в 3,5 км к востоку от г. Шахапонк, в ущелье правого притока р. Салвард; Ар204, в 1,5 км к ЮЗ от вершины г. Салвард; Ар206, в 1,5 км к югу от вершины г. Салвард; Ар208, в 2,5 км к югу от вершины г. Салвард; Ар209, в 2,7 км к югу от вершины г. Салвард; 6212, в 1,5 км к СВ от г. Мецсар (Башюрт); 6622, в 3,1

км к западу от с.Ацаван, левый борт р.Зангет; 6626, в 1 км к ЮЗ от г.Салвард; 6645, в 1,1км к западу от г.Гомшатех, на водоразделе Зангезурского хребта; 6646, в 1,5км к западу от г.Гомшатех; 6653, в 1 км к ССВ от г.Гомшатех; 8575, на водоразделе Зангезурского хребта, Гомшатехского м-ния опалитов-кварцитов, на глубине 35км скв.3. Андезитодациты: 6126, в 2,5 км к СВ от г.Кошакар; 6172, в 2,5км к ЮВ от с.Нжде (Софулу), правый борт р.Айри; 6620, в 2,4 км к западу от с.Ацаван, левый борт р.Зангет; 217/83, 3217/83, Марджанское месторождение, левый борт р.Камрчак. Дациты: 8416, на вершине г.Салвард. Риолитодациты: РО3311, в 0,4 км к СВ от вершины г.Гядык. Риолиты: Ар289, в 3,7 км к западу от с.Аревис, лет.Мичагет; 6221, в 2,5 км к западу от с.Брнакот, на вершине г.Чинавер (эруптивная брекчия); 8431, 8433, 8440, на склоне г.Чинавер. Артаванская толща. Андезитобазальты баркевикитовые: 6707, в 1,7 км к ССВ от Сисианского перевала, на водоразделе Зангезурского хребта.

Проявляется устойчивая сопряженность составов вулканических и плутонических типов по общей щелочности (умеренно низкощелочные и щелочные), меланократовости (лейкобазальтоидные), глиноземистости (высокоглиноземистые), титанистости (низкотитанистые).

Петрохимические уклоны габбро-гранитоидных ассоциаций и предшествующих базальт-андезитовых и субщелочных (шошонитовых) вулканических серий палеогена однотипные (рис. 2, 3).

Габброиды из ксенолитов-блоков имеют мезобазальтовый ($b'=25-30$), мелабазальтовый ($b'=30-35$) и пикритобазальтовый ($b'>35$) уклоны. Мелабазальтовыми и пикритобазальтовыми уклонами характеризуются только габброиды габбро-оливинитового комплексов (Сваранцкий массив).

Таким образом, в составе Аревисского массива развиты габброиды, сильно отличающиеся по общей меланократовости. Это согласуется с геолого-петрографическими данными о наличии в пределах Аревисского массива габброидов различных формационных типов (габбро-диорит-гранодиоритовой формации кольцевого интрузива и "меланократовые" габбро-оливинитовой и габбро-монцонит-сиенитовой – в виде ксенолитов блоков).

На диаграммах габброиды Аревисского массива также попадают в разные поля: кали-натриевое и калиевое (рис. 15, 16). Типизация серии базальтоидных пород имеет важное значение для

определения геодинамической обстановки и металлогенических особенностей региона.

В литературе выделяются щелочные и нещелочные серии базальтоидных пород. Среди нещелочных серий выделяются толеитовые и известково-щелочные серии. Они широко представлены в палеогене и неогене бассейна р.Сисиан и Зангезура. Обычно считалось, что типичные щелочные серии отсутствуют в составе третичных вулканических комплексов рассматриваемого региона. Однако

**Химический состав и петрохимические параметры
А.Н. Заварицкого пород "малых интрузий"
ущелья р.Мазмазак**

Таблица 6

Комп.	6512	6515	6525	6534	5032
	1	2	3	4	5
SiO ₂	60,06	62,31	62,02	59,29	62,07
TiO ₂	0,52	0,74	0,81	0,94	0,67
Al ₂ O ₃	18,94	18,33	17,16	18,52	18,40
Fe ₂ O ₃	2,47	1,60	1,84	2,84	0,62
FeO	3,59	3,87	4,16	4,71	3,79
MnO	0,04	0,09	0,08	0,11	0,05
MgO	3,02	4,03	4,18	2,05	3,38
CaO	5,01	2,05	3,42	5,04	3,71
Na ₂ O	3,60	3,00	3,50	3,40	3,40
K ₂ O	3,40	2,50	3,00	2,25	2,30
P ₂ O ₅	0,17	0,23	0,28	0,28	0,17
H ₂ O	-	0,04	-	0,03	-
n.n.n.	2	2,01	0,27	0,37	2,15
	100,82	100,80	100,72	100,83	100,71
Петрохимические параметры А.Н.Заварицкого					
a	13,0	9,8	11,7	11,1	10,2
c	6,2	2,4	4,0	6,3	4,3
b	11,2	20,0	15,0	12,4	18,3
s	69,6	67,8	69,3	70,2	67,2
a'	3,1	43,3	17,3	14,1	24,7
f'	50,6	24,3	36,5	57,1	46,1
m'	46,3	32,4	46,2	28,8	29,2
c'	-	-	-	-	-
n	71,6	64,0	63,6	70,1	69,1
φ	19,1	6,5	10,2	19,7	27,5
Q	+7,0	+13,6	+11,2	+11,7	+9,7
a/c	2,1	4,1	2,9	1,8	2,4
t	0,6	0,9	0,9	1,2	0,9
b'	10,9	11,3	12,4	10,7	13,8

Продолжение 1 таблицы 6

Комп.	5035	5051	5052	8348	8354
	6	7	8	9	10
SiO ₂	61,16	65,56	66,09	64,10	59,60
TiO ₂	0,75	0,67	0,34	0,50	0,55
Al ₂ O ₃	18,75	16,76	16,49	15,90	17,97
Fe ₂ O ₃	2,28	1,55	2,20	4,21	5,54
FeO	2,92	2,30	2,75	1,68	1,12
MnO	0,08	0,04	0,05	0,20	0,11
MgO	1,89	2,39	2,02	2,37	2,05
CaO	4,69	2,73	1,96	6,10	4,27
Na ₂ O	3,50	3,70	4,00	3,50	3,20
K ₂ O	4,00	3,60	4,10	1,80	3,50
P ₂ O ₅	0,34	0,34	0,34	0,18	0,28
H ₂ O	0,06	0,10	0,08	0,10	0,20
n.n.n.	0,42	0,80	1,15	0,10	1,00
	100,79	100,53	100,57	100,74	99,39
Петрохимические параметры А.Н.Заварицкого					
a	13,8	13,1	14,6	10,2	12,6
c	5,9	3,2	2,3	5,5	5,4
b	8,3	9,9	9,2	11,2	11,2
s	72,0	73,8	73,9	73,1	70,8
a'	2,5	25,2	26,1	-	14,5
f'	58,0	34,7	37,7	47,9	53,2
m'	39,5	40,1	36,1	35,1	32,3
c'	-	-	-	-	-
n	57,1	61,2	59,6	74,7	58,4
φ	23,5	12,9	20,3	31,5	43,0
Q	+10,5	+18,2	+16,3	+20,3	+11,0
a/c	2,3	4,1	1,6	1,8	2,3
t	1,0	0,8	0,4	0,6	
b'	8,1	7,4	6,8	11,2	9,57

Примечание к табл.б. 6512, кварцевый микромонцит-порфир, в 2,7 км к ЮВ от г.Гомшатах, в ущелье р.Мазмазак; 6515, кварцевый микромонцит-порфир, в 2 км к ЮВ от г.Гомшатах; 6525, кварцевый микромонцит-порфир, в 1,8 км к ЮВ от г.Гомшатах; 5032, кварцевый микродиорит-порфир, в 0,55км выше от устья р.Мазмазак; 5035, кварцевый микромонцит-порфир, в 0,56км выше от устья р.Мазмазак; 5051, 5052, микрограндиорит-порфиры, в 2,5км выше от устья р.Мазмазак; 8348, кварцевый микродиорит-порфир, в 2км выше от устья р.Шахапонк; 8354 кварцевый микромонцит-порфир, устье р.Азат (Ахмедалларчай), левый борт реки.

**Химический состав и петрохимические параметры А.Н.заварицкого
"микродолеритовых" пород миоцена ущелья
р.мазмазак и г.Аражин**

Таблица 7

	Ap216	Ap217	Ap245	5030	8077	8353
SiO ₂	61,59	57,25	43,90	56,72	47,18	59,10
TiO ₂	0,60	0,78	1,08	0,75	1,05	0,65
Al ₂ O ₃	17,71	16,15	20,70	17,89	18,66	16,05
Fe ₂ O ₃	3,17	4,07	4,17	3,90	10,63	6,09
FeO	2,44	3,36	6,46	3,32	3,44	1,96
MnO	0,14	0,37	0,30	0,02	0,18	0,14
CaO	5,78	7,64	8,05	7,28	6,88	5,95
MgO	2,59	3,95	7,63	4,02	4,41	3,17
Na ₂ O	3,60	3,40	1,90	3,50	4,00	3,30
K ₂ O	1,75	2,90	0,65	2,90	2,80	2,60
P ₂ O ₅	0,11	0,05	0,13	-	0,13	0,10
H ₂ O	0,16	0,18	-	0,46	0,11	0,35
P ₂ O ₅	0,51	0,25	5,05	0,10	1,04	0,40
	100,15	100,35	100,02	100,86	100,51	99,86
Петрохимические параметры А.Н.Заварицкого						
a	10,7	11,7	6,2	12,0	13,5	11,2
c	6,8	4,9	10,7	6,1	6,3	5,3
b	10,2	18,0	27,5	16,1	23,3	14,7
s	72,3	65,4	55,6	65,8	56,9	68,8
a'	-	-	9,5	-	-	-
f'	51,1	39,1	39,3	40,2	55,7	49,1
m'	44,8	36,8	51,2	42,3	33,0	36,8
c'	4,1	24,1	-	17,5	11,0	14,1
n	75,8	63,9	74,7	64,4	68,4	65,4
	27,6	19,5	14,1	20,5	40,4	35,8
Q	+16,4	+2,5	-11,9	+1,5	-19,5	+9,9
a/c	1,6	2,4	0,6	2,0	2,1	2,1
t	0,8	1,0	1,9	0,9	1,6	0,8
b'	10,2	18,0	24,9	16,1	23,3	14,7

Примечание к таб. 7: Ap216, кварцевый андезит с микродолеритовой структурой, около ущелья р.Мазмазак; Ap217, кварцевый андезит с микродолеритовой структурой, в 0,15км выше от ущелья р.Мазмазак; Ap245, микродолерит, около устья р.Мазмазак; 8077, микродолерит, в 0,9км к востоку от вершины г.Аражин; 8353, кварцевый андезит с микродолеритовой структурой, около устья р.Азат, левый борт реки.

определение серийной принадлежности, приводимой на диаграммах (Na₂O+K₂O)-SiO₂, K₂O-SiO₂ и SiO₂-Fe/MgO, показывает развитие щелочных (шошонитовых) типов или пород серии Кумбса, т.е. насыщенных SiO₂, с нормативным кварцем (рис. 7-9).

Химические составы и параметры А.Н.Заварицкого плутонических пород Аревисского и Каракертского массивов

Таблица 8

Комп.	6153	7709	Ap322	Ap351	6151	7708	7989	7990
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	41,96	43,37	48,35	53,28	46,09	49,20	47,66	43,97
TiO ₂	1,28	1,12	0,71	0,72	1,03	1,05	0,80	1,02
Al ₂ O ₃	15,30	13,78	18,75	16,18	19,23	17,87	16,00	19,82
Fe ₂ O ₃	10,28	10,40	5,50	6,44	5,52	6,24	8,16	9,16
FeO	7,18	7,00	5,04	4,60	6,61	4,94	5,45	5,11
MnO	0,38	0,25	0,26	0,26	0,19	0,26	0,18	0,22
MgO	7,13	7,97	5,80	3,85	5,59	5,51	7,12	5,40
CaO	15,40	16,05	11,36	8,75	12,25	11,60	10,12	11,08
Na ₂ O	0,90	1,00	2,40	2,70	1,90	2,70	2,40	1,90
K ₂ O	0,38	0,30	1,40	2,05	1,00	0,85	1,50	1,00
P ₂ O ₅	0,16	0,05	0,23	-	0,25	0,11	0,32	0,18
H ₂ O	0,06	-	0,20	0,03	0,13	-	-	0,40
n.n.n.	0,15	0,33	0,60	0,67	0,99	0,15	1,17	1,58
	100,56	100,62	100,60	99,53	100,53	100,48	100,88	100,84
Числовые параметры А.Н.Заварицкого								
a	2,7	2,6	7,7	11,1	6,4	7,5	7,7	6,2
c	9,1	7,9	9,11	5,8	11,1	8,5	7,1	11,3
b	38,5	40,6	25,5	18,4	23,0	25,9	30,3	27,3
s	49,7	48,9	57,7	64,7	59,5	58,1	54,9	55,2
a'	-	-	-	-	-	-	-	-
f'	42,2	38,5	39,6	57,4	43,6	40,4	41,5	51,2
m'	31,8	33,0	40,1	36,8	37,1	36,7	40,5	36,3
c'	26,0	28,5	20,3	5,8	19,3	22,9	18,0	12,5
n	78,9	84,2	72,2	56,4	73,8	82,2	70,9	73,8
φ	23,1	21,8	18,9	31,0	18,2	21,0	23,5	31,2
Q	-15,1	-13,6	-9,1	+6,4	-4,9	-7,3	-12,7	-13,3
a/c	3,0	0,3	0,9	1,9	0,6	0,9	1,08	0,55
t	2,2	1,9	1,1	2,3	1,7	1,6	1,3	1,7
b'	38,5	40,6	25,5	18,4	23,0	25,9	30,3	27,3
Комп.	8442	8443	8445	8450	8461	7712	7713	7801
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	42,70	44,05	43,40	51,62	47,00	53,05	51,47	42,11
TiO ₂	0,85	0,65	0,65	1,10	1,00	0,75	1,20	1,02
Al ₂ O ₃	20,80	23,75	24,10	19,04	24,09	17,29	17,22	16,97
Fe ₂ O ₃	7,58	6,34	7,40	5,45	5,54	4,38	4,01	10,15
FeO	5,04	3,64	3,32	3,36	3,64	4,96	6,13	6,81
MnO	0,24	0,16	0,16	0,36	0,33	0,19	0,29	0,22
MgO	7,20	4,32	3,69	4,77	6,09	4,50	4,57	7,60
CaO	12,67	15,26	14,98	9,52	10,78	9,73	9,80	12,11
Na ₂ O	1,70	1,70	1,80	2,60	2,00	3,00	3,10	1,60
K ₂ O	0,50	0,32	0,32	1,80	0,23	2,10	2,10	0,60

Продолжение 1 таблицы 8

Комп.	8442	8443	8445	8450	8461	7712	7713	7801
	9	10	11	12	13	14	15	16
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,10	0,16	0,11	0,23	0,23	0,13
H ₂ O	0,10	0,05	0,15	0,15	0,10	-	0,04	0,12
п.п.п.	0,45	0,50	0,45	0,10	0,05	0,22	0,05	-
	99,5	100,47	100,38	100,03	100,96	100,40	100,11	99,44
Числовые параметры А.Н.Заварицкого								
a	4,7	4,6	4,9	8,7	5,0	9,7	10,0	4,5
c	12,6	15,4	15,7	8,9	14,3	6,9	6,7	9,6
b	29,6	23,5	22,9	20,2	21,7	21,5	22,7	35,2
s	53,1	56,5	56,5	62,2	59,0	61,9	60,6	50,7
a'	-	-	-	-	-	-	-	-
f	42,0	42,6	42,5	42,4	42,1	40,3	41,4	45,4
m'	44,4	34,7	31,0	42,1	51,7	36,1	34,7	38,2
c'	13,6	22,7	21,5	15,5	-	23,6	23,9	16,4
n	84,4	90,0	90,6	68,8	94,1	68,6	69,4	81,2
φ	23,8	25,6	30,9	24,0	23,6	18,1	15,3	25,6
Q	-15,8	-11,6	-12,5	-1,9	-6,3	-2,5	-5,5	-17,2
a/c	0,37	0,30	0,31	0,98	0,35	11,4	1,5	0,47
t	1,4	1,1	1,1	1,6	1,1	1,1	1,7	1,8
b'	29,6	23,5	22,9	20,2	20,4	21,5	22,7	35,2
Комп.	7802	7803	7805	7806	7807	7720	Ap273	Ap321
	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	43,37	43,23	42,32	42,75	41,56	57,62	52,70	53,50
TiO ₂	0,84	1,44	1,32	1,32	1,02	0,75	0,65	0,20
Al ₂ O ₃	24,28	18,45	19,70	19,31	20,69	16,40	19,50	16,30
Fe ₂ O ₃	6,73	8,73	8,73	9,87	8,73	3,61	4,10	5,40
FeO	3,40	5,68	6,24	5,96	5,68	4,67	3,36	4,76
MnO	0,15	0,05	0,25	0,25	0,22	0,14	0,30	0,15
MgO	4,14	5,66	5,23	5,05	6,24	3,55	3,05	4,20
CaO	13,58	11,06	11,55	11,00	12,11	7,49	9,28	9,40
Na ₂ O	1,90	2,70	2,80	3,00	1,80	3,20	3,00	2,50
K ₂ O	0,50	0,90	0,60	0,80	0,75	2,50	2,40	3,10
P ₂ O ₅	0,13	0,73	0,88	0,64	0,13	0,23	0,11	0,23
H ₂ O	0,22	0,17	0,07	0,07	0,11	-	0,35	0,40
п.п.п.	1,30	0,95	0,54	0,67	0,11	0,57	0,80	0,60
	100,54	99,75	100,73	100,69	100,14	100,73	99,60	100,74
Числовые параметры А.Н.Заварицкого								
Комп.	7802	7803	7805	7806	7807	7720	Ap273	Ap321
	17	18	19	20	21	22	23	24
a	5,6	7,9	7,5	8,3	5,5	10,8	10,6	10,1
c	15,7	9,2	10,5	9,6	12,4	5,6	8,6	6,0
b	21,5	29,2	28,9	29,0	29,5	17,3	16,5	22,2
s	57,2	53,7	53,1	53,1	52,6	66,3	64,3	61,7
a'	-	-	-	-	-	-	-	-
f	48,2	47,3	50,6	52,5	48,2	44,7	45,2	42,4

Продолжение 2 таблицы 8

Комп.	7802	7803	7805	7806	7807	7720	Ap273	Ap321
	17	18	19	20	21	22	23	24
m'	37,0	35,0	33,0	31,4	39,2	34,7	33,7	32,4
c'	14,8	17,7	16,4	16,1	12,6	20,6	21,1	25,2
n	86,1	81,5	88,2	84,2	78,3	65,8	65,8	54,8
φ	30,4	27,2	27,6	30,9	27,3	18,2	22,8	21,2
Q	-12,5	-17,6	-19,3	-20,0	-18,2	+5,4	-1,2	-2,8
a/c	0,36	0,86,	0,71	0,86	0,44	1,93	1,23	1,7
t	1,4	2,4	2,2	2,2	1,8	0,9	0,9	0,3
b'	21,5	29,2	28,9	29,0	29,5	17,3	16,5	22,2
Комп.	Ap340	Ap122	Ap288	Ap344	7707	8176	8177	8178
	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO₂	56,25	63,20	61,20	60,51	60,00	55,00	57,94	56,95
TiO₂	0,52	0,52	0,65	0,60	0,82	0,58	0,30	0,65
Al₂O₃	18,00	14,15	15,10	17,75	16,71	17,22	17,75	18,81
Fe₂O₃	4,00	4,50	4,20	3,00	1,72	5,15	4,05	3,37
FeO	3,08	2,52	2,24	3,16	4,67	3,80	3,40	2,80
MnO	0,27	0,30	0,29	0,18	0,14	0,18	0,16	0,21
MgO	4,56	2,32	2,40	2,58	3,22	4,95	3,59	3,59
CaO	7,68	6,48	7,12	5,95	6,23	7,63	7,00	7,25
Na₂O	3,00	3,00	2,90	2,95	2,90	2,10	2,20	2,70
K₂O	2,90	3,00	3,30	3,00	3,75	2,40	2,70	2,40
P₂O₅	0,12	0,23	0,11	0,04	0,28	0,23	0,18	0,19
H₂O	0,20	0,40	0,30	-	0,05	0,40	0,15	0,05
n.n.n.	0,50	0,25	0,40	0,45	0,25	1,08	0,20	1,50
	100,08	100,87	100,21	100,17	100,74	100,62	99,62	100,47
Числовые параметры А.Н.Заварицкого								
a	10,9	10,8	11,2	12,9	11,9	8,3	9,0	9,9
c	6,8	3,9	4,5	5,4	5,3	19,1	7,9	8,2
b	17,2	14,1	14,1	11,9	13,7	7,7	14,4	13,4
s	65,1	7,12	70,2	69,8	69,1	64,9	68,7	68,5
a'	-	-	-	-	-	-	-	-
f	38,9	45,2	42,0	48,6	43,5	45,0	49,3	44,9
m'	45,4	27,1	28,5	36,0	39,5	45,4	43,8	47,6
c'	15,7	27,7	29,5	15,4	17,0	9,6	6,9	7,5
n	60,6	60,6	57,3	49,7	54,3	57,6	54,7	63,2
φ	20,1	26,7	25,1	21,7	11,0	24,0	24,1	22,4
Q	+1,6	+16,9	+13,5	+8,4	+9,1	+5,5	+8,0	+9,0
a/c	1,6	2,8	2,5	2,4	2,2	0,4	1,1	1,2
t	0,6	0,6	0,8	1,9	1,0	0,9	0,4	0,8
b'	17,2	14,1	14,1	11,9	13,9	7,7	14,4	13,4
Комп.	7719	7731	7817	7819	8040	Ap274	Ap314	Ap316
	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO₂	58,53	57,05	58,15	57,66	56,40	60,75	63,20	63,15
TiO₂	1,20	0,67	0,82	0,59	0,66	0,40	0,46	0,52
Al₂O₃	16,34	18,45	15,04	15,56	18,89	17,10	14,20	13,40
Fe₂O₃	3,28	2,69	4,02	5,49	2,98	3,58	4,20	5,22

FeO	4,08	3,79	5,10	4,88	5,11	1,96	2,50	1,96
Комп.	7719	7731	7817	7819	8040	Ap274	Ap314	Ap316
	33	34	35	36	37	38	39	40
MnO	0,16	0,05	0,15	0,14	0,15	0,27	0,35	0,11
MgO	3,61	3,64	3,94	3,64	1,94	3,30	2,15	2,49
CaO	6,79	7,84	6,90	6,34	7,42	6,58	7,20	6,30
Na ₂ O	3,00	3,00	3,00	2,70	3,10	2,80	3,10	3,10
K ₂ O	2,80	2,40	2,90	2,70	2,70	2,60	2,50	2,50
P ₂ O ₅	0,11	0,46	0,23	0,25	0,25	0,18	0,07	0,07
H ₂ O	-	-	-	0,03	0,24	0,25	0,25	0,40
n.n.n.	0,73	0,61	0,47	0,72	0,87	0,55	0,50	0,30
	100,63	100,65	100,72	100,70	100,71	100,32	100,70	100,52
Числовые параметры А.Н.Заварицкого								
a	10,7	10,3	10,7	10,0	11,3	10,1	10,4	10,3
c	5,6	7,5	4,6	5,5	7,6	6,6	4,2	3,6
b	15,6	14,7	18,6	17,9	13,2	12,7	14,1	14,3
s	68,1	67,5	66,1	66,6	67,9	70,6	71,3	71,8
a'	-	-	-	-	-	-	-	-
Г'	43,4	41,1	44,7	53,1	60,0	42,6	43,4	43,9
m'	39,3	43,1	45,3	34,6	25,9	44,8	25,2	29,0
e'	17,3	15,8	20,0	12,3	14,1	12,6	31,4	27,1
n	61,5	65,7	60,7	60,3	63,3	61,6	64,9	64,9
φ	18,1	16,3	18,2	26,2	20,5	25,1	24,8	31,4
Q	+9,2	+6,9	+6,2	+7,7	+5,6	+14,4	+17,6	+19,4
a/c	1,9	1,4	2,3	1,8	1,5	1,5	2,5	2,9
t	1,5	0,9	1,0	0,8	0,9	0,5	0,6	0,6
b'	15,6	14,7	18,6	17,9	13,2	12,7	14,1	14,3
Комп.	Ap325	Ap329	Ap333	Ap336	Ap337	Ap348	7813	
	41	42	43	44	45	46	47	
SiO ₂	59,15	63,50	57,14	62,05	62,40	57,05	55,72	
TiO ₂	0,65	0,65	0,60	0,59	0,39	0,71	0,82	
Al ₂ O ₃	16,00	16,20	17,20	16,50	16,20	17,05	16,50	
Fe ₂ O ₃	5,38	3,05	4,52	3,30	3,24	4,20	6,84	
FeO	3,08	1,96	3,31	2,80	2,52	3,36	4,59	
MnO	0,27	0,07	0,18	0,12	0,26	0,37	0,18	
MgO	2,70	1,80	3,34	2,88	2,41	3,35	4,04	
CaO	6,02	6,06	6,93	6,44	7,00	9,70	6,24	
Na ₂ O	2,80	2,80	3,10	3,00	3,10	2,70	2,80	
K ₂ O	3,20	3,70	2,60	2,10	2,50	2,30	1,80	
P ₂ O ₅	0,07	0,11	0,16	0,07	0,12	0,07	0,36	
H ₂ O	0,30	0,20	-	0,35	0,55	0,40	-	
n.n.n.	0,50	0,40	1,46	0,35	0,45	0,35	0,96	
	100,12	100,50	100,54	100,55	100,74	100,44	100,85	

Комп.	Ap325	Ap329	Ap333	Ap336	Ap337	Ap348	7813
	41	42	43	44	45	46	47
Числовые параметры А.Н.Заварицкого							
a	11,0	11,6	12,6	9,7	10,5	9,4	9,0
c	5,4	5,2	5,3	6,3	5,6	6,7	6,9
b	14,6	9,9	15,8	12,1	12,5	18,0	18,5
s	69,0	73,3	66,3	71,9	71,4	65,9	65,6
a'	-	-	-	-	-	-	-
f'	54,5	45,8	44,9	46,6	44,9	39,7	57,7
m'	31,8	31,3	35,3	40,9	32,4	31,7	37,4
c'	13,7	22,9	19,8	12,5	23,6	28,6	4,9
n	57,0	53,6	54,3	68,6	64,9	64,7	70,3
φ	32,2	26,4	24,1	23,9	22,5	19,8	32,4
Q	+11,6	+18,2	+2,1	+18,1	+16,2	+5,3	+6,3
a/c	2,0	2,2	2,4	1,5	1,9	1,4	1,3
t	0,8	0,7	2,0	0,8	0,5	0,9	1,1
b'	14,6	9,9	15,8	12,1	12,5	18,0	18,5

Примечание к таблице 8. Магнетитовый пироксенит - 6153, в 1,4 км к СВ от г.Кошакар; меланократовое габбро - 7709, в 1,75 км к СВ от г.Кошакар. Габбро - Ap322, в 1,7 км к северу от с.Аревис; Ap351, в 2 км к СВ от с.Аревис, правый борт р.Сисиан; 6151, в 1,6 км к СВ от г.Кошакар. 7708, в 1,75 км к СВ от г.Кошакар; 7989, в 3,75 км к ЮЗ от с.Аревис; 7990, в 4,40 км к ЮЮЗ от с.Аревис; 8442, 8443, 8445, в 1,6 км к СВ от г.Кошакар (нижняя тропинка); 8450, 8461, в 1,4 км к СВ от г.Кошакар (верхняя тропинка), кварцевый габбро-норит - 7712, 7713, в 1,6 км к СВ от г.Кошакар (нижняя тропинка); габбро роговообманковое - 7801, 7802, 7803, 7805, 7806, 7807, в 1,6 км к ВС от г.Кошакар, около лет., к западу в 0,2 км. Габбро-монзонит кварцевый - 7720, в 1,4 км к СВ от г.Кошакар. Монзонит - Ap273, в 1,7 км к СВ от с.Аревис, левый борт р.Сисиан; Ap321, в 1,5 км к северу от с.Аревис; Ap340, в 4,2 км к СВ от с.Аревис, к ССВ от г.Кошакар в 1,0 км. Кварцевый монзонит роговообманковый - Ap122, в 2 км к ЮВ от с.Аревис; Ap288, в 1,2 км к ЮВ от с.Танаат (Джомардлу), левый борт р.Сисиан; Ap344, в 1,5 км к СВ от г.Кошакар; 7707, в 2 км к СВ от г.Кошакар; 8176, 8177, в 0,4 км к СЗ от вершины г.Воскесар (Сарыятаг); 8178 в 0,4 км к СЗ от вершины г.Воскесар. Диорит - 7719, в 1,4 км к СВ от г.Кошакар. Кварцевый монцодиорит - 7731, в 1,25 км к СВ от г.Кошакар. Кварцевый монцодиорит роговообманковый - 7817, в 1,4 км к СВ от г.Кошакар; 7819, в 1,85 км к СВ от г.Кошакар; 8040, в 0,8 км к югу от с. Танаат, на дороге между с.с. Аревис и Танаат. Кварцевый диорит - Ap274, в 2,2 км к СВ от с.Аревис; Ap314, в 0,25 км к востоку от с.Аревис; Ap316, в 0,5 км к СВ от с.Аревис; Ap325, в 3 км к СВ от с.Аревис или 0,5 км к СВ от с.Аревис; Ap329, на вершине г.Воскесар; Ap333, в 0,8 км к ЮЮЗ от г.Воскесар; Ap336, в 2,0 км к востоку от с.Аревис; Ap337, в 2,2 км к востоку от с.Аревис; Ap348, в 2,2 км к северу от г.Кошакар; 7813, в 1,4 км к СЗ от г.Кошакар (выше верхней тропинки).

В составе палеогеновых вулканических комплексов отмечаются нормальные и щелочные серии. Состав т.н. субщелочной или трахиандезито-базальтовой серий попадает в поле щелочных пород [2,4]. Значительная часть базальт-андезитовых пород, считавшихся

известково-щелочными или нормальными, аналогична щелочным породам насыщенных SiO_2 с нормативным кварцем (серия Кумбса). На приведенных диаграммах (рис. 7-9) для сравнения нанесены границы щелочных (Щ) и нормальных (Н) базальтоидов по Мияширо [25,26], а также линии базальтоидных серий: 1-толеитовой, 2-известково-щелочной, соответственно внутренней и внешней зоны Японии, а также серии Кумбса (линия 3).

Составы лав палеогена по щелочности изменяются в широком интервале – от низкощелочных толеитовых и известково-щелочных до щелочных типа Кумбса, причем эти серии аналогичны базальтоидным сериям внешних и внутренних зон Японии.

Вулканические образования базальт-андезит-дацит-риолитовой серии Салвардского комплекса характеризуются также широким диапазоном изменения от низкощелочных до субщелочных типов (рис.9). Имеющиеся данные по базальтоидам миоплиоценового возраста недостаточны для однозначного определения типа щелочности.

По щелочно-известковому индексу (индекс Пикока) вулканические серии палеогена относятся к известково-щелочному (для Капутджухского комплекса 56, 9), известковому (Гехакарский комплекс 63, 8) и щелочно-известковому (для субщелочной серии Капутджухского комплекса индекс Пикока равен 52, 9) типам. Миоплиоценовая дифференцированная серия вулканитов относится к известково-щелочному типу [57, 7] (II). Щелочно-известковые индексы разновозрастных и различных вулканических серий бассейна р.Сисиан несколько отличаются от региональных значений для Зангезура и Баргушата. Но эти различия не выходят за пределы отмеченных серий (рис.4-6).

Наличие раннегеосинклинальных базальтов в Зангезуре сопоставляется [9,24]. В разрезах этого региона отсутствует отчетливое переслаивание осадочных и вулканогенных формаций [4]. Вулканизм послескладчатый, раннеорогенный, предбатолитовый. Вулканиды палеогена слабо метаморфизованы, пропилиитизированы от пумпеллиитовой до актинолитовой фаций. Общее содержание вторичных минералов в среднем ниже 10% (хлорит, эпидот, карбонат, кварц, редко актинолит и альбит) и можно предполагать, что вто-

ричные процессы имеют незначительное влияние на первичный состав пород (если учесть одновременно, что метаморфические процессы в основном имеют изохимический характер).

Часто сравнивают базальтоиды орогенных областей (т.н. раннегеосинклинальные базальты) с океаническими, т.к. предполагается, что геосинклинали закладываются на океаническом основании [27]. Важным признаком отличия базальтов орогенных областей и островных дуг от океанических являются пониженные содержания TiO_2 и MgO .

Химические составы и параметры А. Н. Заварицкого плутонических пород нижнемиоценового комплекса

Таблица 9

	<i>Ap172</i>	<i>5027</i>	<i>5049</i>	<i>8173</i>	<i>8346</i>	<i>5029</i>
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	66,30	67,43	65,43	65,99	66,55	74,57
TiO_2	0,26	0,67	0,67	0,32	0,50	0,58
Al_2O_3	14,80	16,50	16,77	15,30	17,20	17,74
Fe_2O_3	3,45	1,97	1,93	2,84	2,21	0,15
FeO	0,56	1,75	1,16	2,27	1,68	0,29
MnO	0,05	0,02	0,04	0,04	0,08	0,02
MgO	4,70	0,84	2,03	2,17	1,68	0,84
CaO	1,98	2,21	2,44	2,71	2,06	1,00
Na_2O	3,10	3,10	3,80	3,20	3,00	0,19
K_2O	3,60	3,80	4,30	3,80	3,60	3,90
P_2O_5	0,30	0,16	-	0,33	0,10	-
H_2O	0,23	0,11	0,39	0,25	0,58	0,34
n.n.n.	0,30	2,18	1,63	1,07	1,60	1,15
	99,63	100,74	100,59	100,29	100,84	100,76
Петрохимические параметры А.Н.Заварицкого						
a	11,8	12,4	14,5	12,3	11,3	-
c	3,9	1,0	2,4	2,6	2,0	-
b	8,8	8,2	9,0	11,6	13,8	-
s	75,5	78,4	74,1	73,5	72,9	-
a'	-	52,7	24,8	21,8	50,2	-
f'	40,3	22,3	30,1	39,7	25,2	-
m'	38,8	25,0	45,1	38,5	24,6	-
c'	20,9	-	-	-	-	-
n	56,8	55,6	57,0	56,5	55,8	-
	33,0	10,9	18,0	20,1	13,2	-
Q	+24,5	+31,0	+16,8	+19,8	+21,2	-
a/c	3,0	1,5	6,0	4,7	5,6	-
t	0,4	0,8	0,8	0,4	0,5	-
b'	8,8	3,9	6,8			-

Примечание. Порфиroidные гранодиориты: Ар172, в 1,5км к западу от лет.Мичагет, около устья р.Шахапонк; 5027, около устья р.Шахапонк; 5049, в 2,2км выше устья р.Шахапонк; 8173, в 2,5км выше устья р.Шахапонк; 8346, около устья р.Шахапонк; 5029 - турмалиновый грейзен, около устья р.Шахапонк.

Химические составы роговиков контактовой зоны аревисского интрузива

Таблица 10

	7810	7814	7808	8020	8448	8455
SiO ₂	48,96	50,23	47,09	57,19	49,91	54,43
TiO ₂	0,96	0,69	0,84	0,80	0,75	1,23
Al ₂ O ₃	19,15	19,90	17,21	16,45	20,80	18,38
Fe ₂ O ₃	5,66	7,69	4,60	4,25	7,32	5,82
FeO	6,03	4,02	4,26	5,45	4,08	3,36
MnO	0,19	0,19	0,57	0,11	0,30	0,35
CaO	9,46	9,43	19,18	5,74	6,34	8,47
MgO	6,61	3,12	4,41	3,92	5,76	3,78
Na ₂ O	1,80	3,60	1,20	2,50	2,70	3,20
K ₂ O	0,50	1,00	0,20	1,40	1,00	0,50
P ₂ O ₅	-	-	0,40	-	0,05	0,10
H ₂ O	0,16	0,34	0,20	0,39	0,58	0,16
SiO ₂	0,25	0,45	0,57	1,23	0,20	0,35
n.n.n.						
	99,73	100,66	100,73	99,43	99,82	100,13
	8471	8472	8452	8460	7714	7718
SiO ₂	52,04	53,72	50,52	51,93	49,92	59,64
TiO ₂	1,25	1,30	1,10	0,90	1,35	0,70
Al ₂ O ₃	16,73	15,43	18,85	19,83	15,85	14,65
Fe ₂ O ₃	7,60	7,76	4,92	4,30	8,65	5,78
FeO	4,48	3,08	6,72	4,76	6,71	3,50
MnO	0,40	0,38	0,77	0,24	0,29	0,14
CaO	5,88	6,72	1,12	3,43	1,49	6,76
MgO	3,61	3,33	11,77	9,90	11,69	3,09
Na ₂ O	3,30	2,80	0,52	2,50	1,15	2,80
K ₂ O	3,50	4,50	2,70	1,90	2,40	3,00
P ₂ O ₅	0,10	0,20	0,15	0,15	-	-
H ₂ O	0,23	0,27	0,11	0,12	0,11	0,27
SiO ₂	0,15	0,15	1,35	0,65	0,52	0,45
n.n.n.						
	99,27	99,64	100,17	100,61	100,13	100,78

Примечание. Фация роговообманковых роговиков: 7810, 7814; фация калишпат-кордиеритовых роговиков пироксеновых роговиков). Более низкотемпературная субфация ромбических амфиболов: 7808, 8020, 8448, 8455, 8470, 8471, 8472. Более высокотемпературная субфация ромбических пироксенов: 8452, 8460, 7714, 7718.

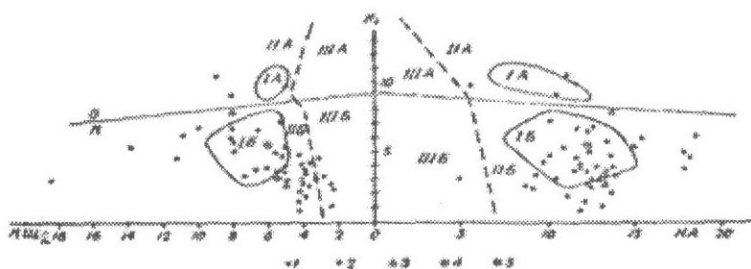


Рис. 17. Петрохимические особенности палеогеновых и неогеновых базальтов Зангезура бассейн р.Сисиан) и Баргушата. Граница составов океанических (О) и континентальных (К) базальтов, IA-океанические плагиотолиты срединно-океанических хребтов, IIA – океанические оливиновые толеиты, IIIA- щелочные оливиновые базальты океанов, IB-плагиобазальты (высокоглиноземистые базальты) андезитобазальтовых серий островных дуг, IIB-плагиобазальты, траппы, IIIB-континентальные щелочные оливиновые базальты (по Добрецову, 1981). 1-базальты известково-щелочной серии Капутджухского комплекса, 2-базальты субщелочной серии Капутджухского комплекса, 3-базальты Салвардского комплекса, 4-средний базальт по Капутджухскому комплексу известково-щелочной серии, 5-средний базальт по Гехакарскому комплексу.
 $K_1 = MgO + 2TiO_2 - 3K_2O$; $K_2 = MgO \cdot TiO_2 / \Sigma FeO$; $KA = Al_2O_3 - 1/2 \Sigma FeO$;
 $KШ_2 = Al_2O_3 : (Na_2O + K_2O)$

Палеогеновые после складчатые, раннеорогенные, а также миоценовые орогенные базальтоиды бассейна р.Сисиан (и всей Зангезурской области) отличаются от океанических пониженными содержаниями титана и магния (рис. 17-19). Базальтоиды Капутджухского комплекса (известково-щелочной серии) ложатся в поле плагиобазальтов андезито-базальтовой серии островных дуг и орогенов (тип IB, на рис. 17). Это обычно высокоглиноземистые базальты с повышенной щелочностью (серия Кумбса), но с нормативным кварцем, а также известково-щелочные базальты (нормальные по Мияширо). Они соответствуют также базальтовым породам толеи-

товой и известково-щелочной серий внешней и внутренней зон Японии.

Базальтовые породы повышенной щелочности развиты преимущественно на площади между Гиратахтским и Кирским разломами, т.е. в восточной части Зангезурской зоны.

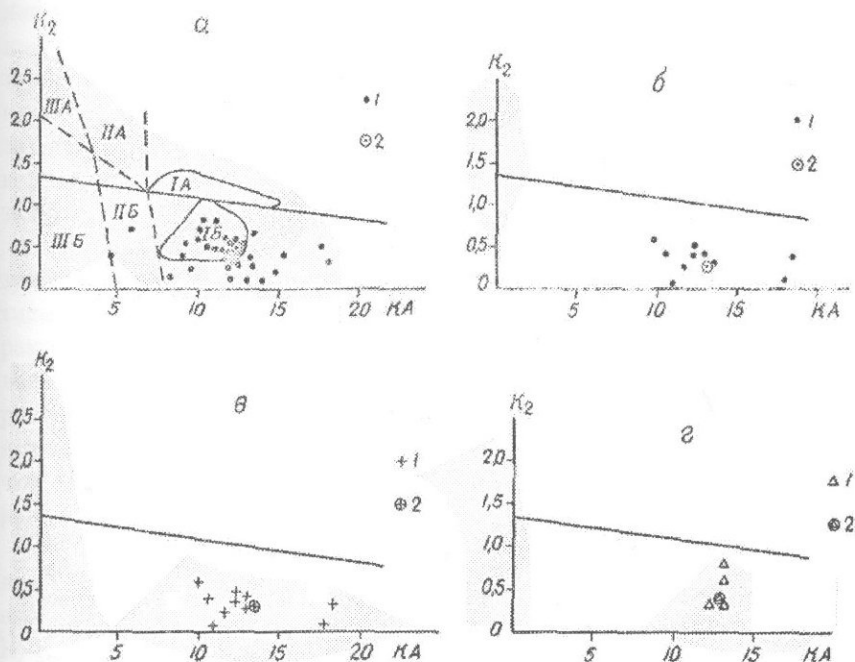


Рис.18. Сравнение составов палеогеновых и неогеновых базальтов Зангезурской рудной области. а – Капутджухский комплекс, известково-щелочная серия; б – Капутджухский комплекс, субщелочная серия; в – Гехакарский комплекс; г – Салвардский комплекс. 1 – единичные составы, 2 – средние составы. Типы IA, ПА, ША и IB, ПБ, ШБ см на рис. 17.

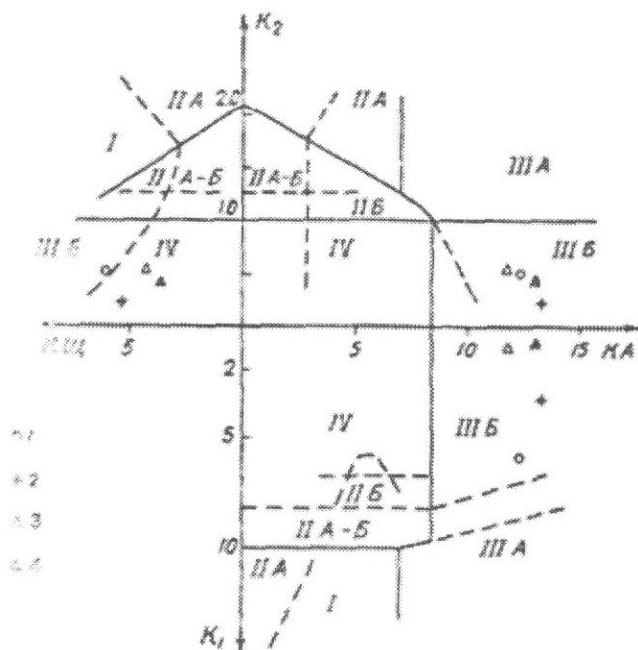
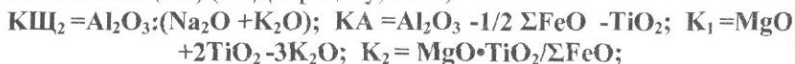


Рис. 19. Положение базальтов палеогеновых и неогеновых комплексов Зангезурской рудной области на петрохимической диаграмме К.Л. Добрецова. 1 – Капуджухский комплекс, известково-щелочная серия; 2 – Гехакарский комплекс; 3 – базальты эффузивной фации Салвардского комплекса; 4 – микродолеритовые базальты субвулканической фации Салвардского комплекса. Океанические базальты: оливиновые толеиты гавайского типа (IA), оливиновые щелочные базальты (IIA), плагиобазальты срединно-океанических хребтов (III A), промежуточные базальты рифтовых зон (II-A-B), высокоглиноземистые базальты андезито-базальтовых серий островных дуг и орогенов (III B), континентальные толеиты (траппы и плагиобазальты (IV)), оливиновые щелочные базальты континентов (II B) (по Добрецову, 1975).



Базальтовые породы палеогена (и средне-верхнего миоцена) по составу сходны с высокоглиноземистыми базальтами (плагиобазальтами) андезито-базальтовых серий островных дуг, но отличаются от них повышенной щелочностью (в частности калиевой). Эта серия пород островных дуг отличается от базальтов срединно-океанических хребтов большей степенью малоглубинной дифференциации. Риолит-андезитобазальтовый тип дифференциации отмечается в миоплиоцене (Салвардский комплекс), что характерно для заключительных стадий эволюции магматизма островных дуг, но в их пределах, а также в срединно-океанических хребтах отсутствует щелочной глубинный тип дифференциации. В подводных излияниях срединно-океанических хребтов щелочные базальты и риолитовые дифференциаты не встречены [27].

Базальтовые породы рассматриваемого региона характеризуются высокой железистостью и калиестью, широким развитием андезитобазальтовых и андезитовых дифференциатов. Это характерно для зрелых островных дуг Камчатки, Курильских островов и Японии. Формация базальтоидов палеогена Зангезурского рудного региона отличается низкой титанистостью, повышенной глиноземистостью и кальциестью, а также общей щелочностью, что характерно для андезито-базальтовых серий островных дуг ранней стадии зрелости.

На диаграмме рис.19 базальты палеогена и неогена расположены в поле высокоглиноземистых базальтов андезито-базальтовых серий островных дуг (Ш, Б). Это видно на плоскостях K_2 -КА и K_1 -КА. Однако на плоскости K_2 -КШ (где в коэффициенте КШ использована комбинация из щелочных элементов) базальтоиды оказываются в поле континентальных толситов, в частности, траппов и платобазальтов, в которых общая щелочность повышена.

На диаграммах (рис.17 и 18) поля океанических и континентальных базальтов разделены отчетливо. Коэффициенты океаничности базальтов средних составов палеогена равны: $K_1=5,4$, $K_2=0,48$ (Капутджухский, известково-щелочная серия); $K_1=3,3$, $K_2=0,27$ (Гехинский комплекс). Эти значения характерны для континентальных базальтов. Крайние значения $K_1=0,8$ и $11,5$, но для большинства анализов K_1 меняется в пределах от 3,1 до 6,7 (для Ка-

путджухского комплекса). Секущие тела базальтов вершины г.Сев-жайр показывают 9,9, а базальтовые породы района с.Аджабад – 10,0, вершины г.Улахпюр – 11,5. Из 33 анализов базальтов средне-эоценового возраста значения K_1 для 7 анализов ниже 2, для 3 анализов – выше 7,7, для большинства анализов находятся в характерном для континентальных базальтов (по Добрецову) интервале 2,0-7,7. Из 5 анализов базальтов миоценового кайнотипного комплекса 2 имеют значения 2,8-7,8, остальные три – отрицательные значения (из-за повышенного содержания калия).

Эти интервалы нарушаются для базальтов вершины г.Сев-жайр ($K_1=9,9$), горы Улахпюр ($K_1=11,5$), района с.Аджабад ($K_1=10,0$), оз.Казанлич ($K_1=8,5$). В этих базальтах отмечается несколько повышенное содержание магния – от 7,07% (обр.6817) и 7,63% (обр.3517) до 9,39% (обр.1391) и 10,5% (обр.3111). Содержание калия низкое (от 0,35 до 0,50%). Все они, кроме базальтов района оз.Казанлич, по составу сходны с океаническими базальтами (рис.17).

В диаграмме рис.18 использован другой "коэффициент океаничности", который не зависит от содержания щелочей, которое может изменяться при зеленокаменном метаморфизме ($K_2 = MgO \cdot TiO_2 / FeO$). Как видно из приведенной диаграммы, этот коэффициент в комбинации с коэффициентом глиноземистости четко разделяет океанические и континентальные базальты. На этой диаграмме вышеуказанные базальтовые породы с уклоном "океаничности", относительно низким содержанием титана (от 0,84 до 1,20% TiO_2) попадают в поле континентальных базальтов, что может свидетельствовать об их континентальном характере относительно низком содержании титана (от 0,84 до 1,20%). В океанических толеитовых базальтах содержание титана примерно в два раза выше.

Для отличия высокоглиноземистых плагиобазальтовых и андезитобазальтовых серий от кратонических базальтов использован "коэффициент глиноземистости" (КА). По величине КА третичные базальты региона располагаются в поле базальтовых пород островных дуг и орогенов и отделяются от других континентальных базальтов, в котовых КА ниже интервала 7,5-9,5. Коэффициент

глиноземистости в базальтовых породах Зангезура и Баргушата больше 10 (в Капутджухском, Гехакарском и Салвардском комплексах соответственно 12,2; 13,2 и 12,8), т.е. они характеризуются резко повышенным содержанием глинозема и пониженным – титана. Базальтовые породы региона отличаются от плагиобазальтов срединно-океанических хребтов относительно пониженным содержанием магния, титана и повышенным железа. В них, как и в других океанических базальтах, значение $K_2 = 1,0$. третичные базальты региона в среднем имеют следующие значения $K_2 = 0,48$ (Капутджух, известково-щелочная серия), 0,55 (Капутджух, щелочная серия), 0,27 (Гехакар), 0,38 (Салвард).

По величине K_2 и $KЩ_2$ ($K_2 = MgO \cdot TiO_2 / \Sigma FeO$; $KЩ_2 = Al_2O_3 : (Na_2O + K_2O)$) базальтовые породы палеогена и неогена оказались в поле континентальных толеитов – траппов и плагиобазальтов поля IV (рис.19), что обусловлено весьма повышенным содержанием щелочей, в частности калия, в базальтах региона по сравнению с островодужными дугами различных стадий развития. Для базальтов островных дуг и орогенов величина $KЩ$ варьирует в пределах от 4 до 9. В базальтах палеогена $KЩ$ равен 6,2 и 5,5 (известково-щелочная и субщелочная серии Капутджухского комплекса соответственно), 3,5 (Гехакарский комплекс), 3,7 (Салвардский комплекс миоценового возраста).

На диаграмме, где в качестве одной оси используется K_1 и K_2 , а другой $KЩ_2$ и KA_2 , нанесены средние составы базальтов из различных вулканических комплексов Зангезура (рис.19). На диаграмме рис.18 раздельно нанесены, кроме средних, также единичные составы.

Как видно из сравнения диаграмм на рис. 18 и 19 и точек составов вулканитов Зангезура по отношению к контурам различных разновидностей базальтов [26, 27], в рассматриваемом регионе встречаются континентальные типы базальтов, а именно высокоглиноземистые базальты андезито-базальтовых серий островных дуг и орогенов (на рис. 19 поле ШВ, на рис.17-1Б).

На территории бассейна р.Сисиан и в Зангезуре вверх по разрезу от палеогеновых к неогеновым (миоценовым, послеплутоническим орогенным базальтам) смена типов базальтов не про-

исходит. На частных диаграммах 18 (а,б,в,г) видно, что породы разновозрастных комплексов попадают в поле В, с отклонением в сторону меньших значений K_1 и КЩ, в основном, из-за повышенного содержания K_2O и Al_2O_3 .

Средние составы базальтов известково-щелочной серии капутджухского комплекса ложатся на границе щелочных и известково-щелочных пород (по А.Мияширо). Гехакарские базальты отличаются слегка повышенной общей щелочностью. Неогеновые базальты по уровню щелочности мало отличаются от палеогеновых (здесь данные по базальтам пока недостаточны). Лишь базальты субщелочной серии капутджухского комплекса располагаются вдоль линии щелочных (но насыщенных SiO_2) базальтов типа Кумбса (рис. 8).

Главная особенность третичных базальтов региона по сравнению с однотипными плагиобазальтами островных дуг (поле 1Б на рис. 17 и поле ШБ на рис. 18) – повышенное содержание калия. В базальтовых породах миоплиоцена бассейна р.Сисиан (субвулканические тела микродолеритов г.Аражин и ущелья р.Мазмак) содержание калия выше по сравнению со всеми базальтовыми породами палеогенового возраста и базальтами эффузивной фации салвардской толщи. Микродолериты характеризуются наименьшими значениями K_1 (в среднем 1,2), что связано, главным образом, с повышенным содержанием калия. Пониженные значения K_1 объясняются, вероятно, первичной обогащенностью расплава калием, т.к. не отмечается явления калиевого метасоматоза в вулканогенных толщах палеогена и неогена.

Таким образом, базальтовые породы субщелочной серии капутджухской и гехакарской толщ, а также миоплиоцена бассейна р.Сисиан по сравнению с однотипными плагиобазальтами или высокоглиноземистыми базальтами андезито-базальтовых или андезитовых формаций островных дуг Камчатки, Курильских островов и Японии отличаются повышенным содержанием глинозема, калия и окиси железа (при равенстве суммы железа), пониженным содержанием закиси железа и магния. Содержания титана и натрия примерно равны. В результате этого коэффициент океаничности ($K1$) базальтов островных дуг выше (низкое содержание калия и повы-

шенное магния). Эти различия являются результатом большой зрелости и континентальности Зангезурской зоны как в миоцене, так и среднем-верхнем эоцене, по сравнению с островными дугами Курильских островов и Японии.

Наиболее характерные петрохимические черты и тенденции магматизма Зангезурского хребта определены также при помощи диаграмм В.Готтини – А.Ритмана ($\log \tau - \log \sigma$; $\tau = (Al_2O_3 - Na_2O) / TiO_2$, $\sigma = (K_2O + Na_2O)^2 / SiO_2 - 43$), Д.Е.Маккензи – Б.В.Чаппеля ($K_2O - SiO_2$), Х.Куно, Г.А.Макдональда, Т.Кацуры ($Na_2O + K_2O / SiO_2$), Джекеша-Джилла ($MgO - /FeO + Fe_2O_3/$), Х.С.Иодера ($MgO - /FeO + Fe_2O_3/$) и С.Р.Тейлора ($K_2O - SiO_2$), для вулканических ассоциаций палеогена и неогена.

Анализ диаграммы В.Готтини – А.Ритмана (рис. 20-22) показывает присутствие высокоглиноземистых базальтов, характерных для орогенных областей и островных дуг, а также отсутствие низкокальциевых пород толеитовой серии в палеогене и неогене. Значения τ в базальтах палеогена находятся в интервале 10-20, что является по Х.Куно характерным для высокоглиноземистых базальтов. Для толеитов и щелочных базальтов эти значения варьируют от 4 до 8. Аналогичные данные в базальтах палеогена Зангезурского хребта неизвестны.

Распределение анализов на диаграммах Х.С.Иодера и Джекеша-Джилла (рис. 23-26) выявляет известково-щелочной и островодужный тренд третичных лав региона. Почти все точки составов сосредоточены между линиями известково-щелочной (островодужной) и щелочной серией или зонах с известково-щелочным и островодужным трендом. Анализ диаграмм С.Р.Тейлора, Х.Куно, Г.А.Макдональда – Т.Кацуры и Д.Е.Маккензи – Б.В.Чаппеля (рис. 11,12,27-31) раскрывает сложный сериальный состав третичных, в частности, палеогеновых вулканических образований. Они указывают на присутствие лав различных щелочных типов: толеитовых, известково-щелочных и латит-шошонитовых. Началь этап магматизма в Зангезурской вулканической дуге (средний эоцен) характеризуется формированием пород известково-щелочного ряда (Капуджухский комплекс). Выше по разрезу (средний-верхний эоцен) появляются лавы и пирокласты шошонитовой и калиевой щелоч-

ной серией (Гехакарский комплекс). Начальный этап вулканизма характеризуется и формированием вулканических образований шохонитовой и калиевой серией (Капутджухский комплекс, зона между Кирским и Хуступ-Гиратахтским разломами). Породы латит-шохонитового ряда, как известно, характерны для энсиалических островных дуг. Однако они встречаются и в зрелых энсиалических дугах, которые имеют сравнительно хорошо сформированный "гранитный слой".

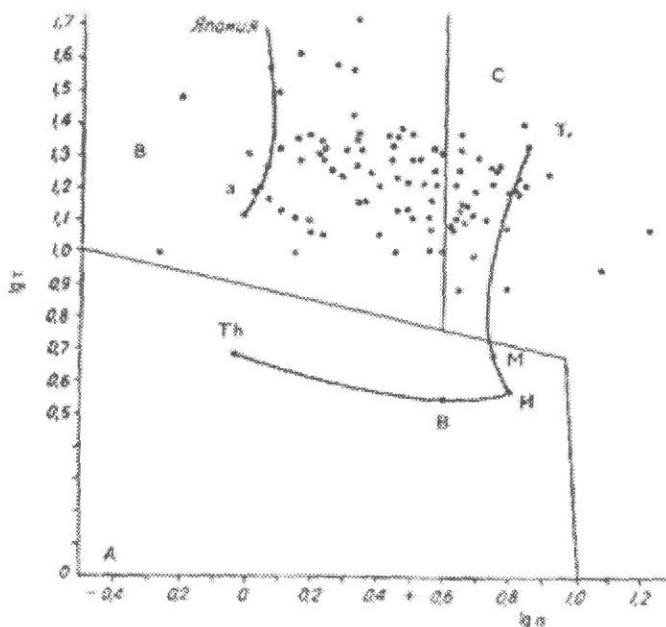


Рис. 20. Диаграмма Готтини-Ритмана для пород базальт-андезитовой серии палеогенового возраста восточного склона Зангезурского хребта и Баргушата. А – поле вулканитов неорогенных (океанических) областей. Б – поле вулканитов орогенных областей и островных дуг. С – щелочные дериваты тех и других, причем натриевые типы связаны с полем А, а калиевые – с полем В. А – средний высокоглиноземистый базальт Куно. Кружки – средние составы дав Японских островов. В – щелочные базальты, Н – гавайиты, М – муджиэриты, Th – щелочные трахиты.

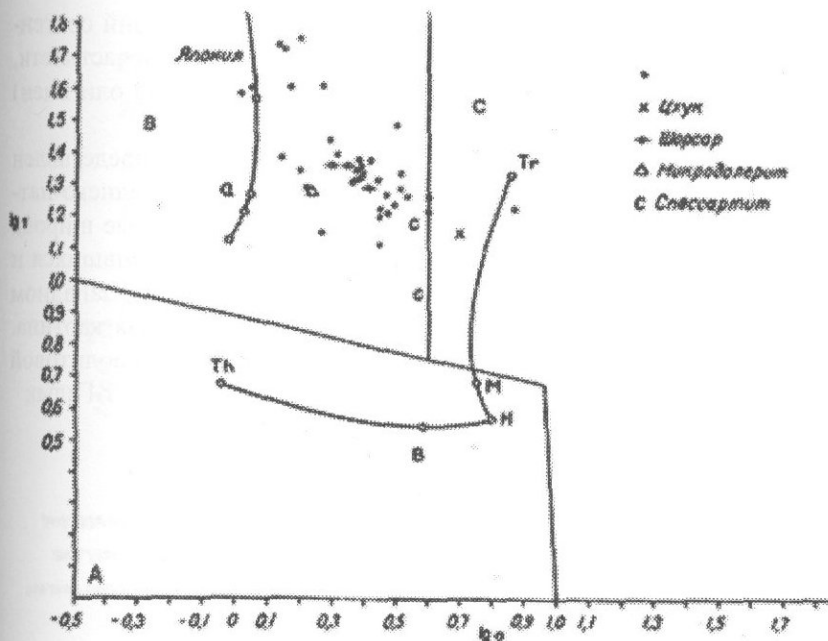


Рис. 21. Диаграмма Готтини-Ритмана для пород базальт-андезитовой серии неогенового возраста Зангезурского хребта. Подписи см. рис. 20.

Таким образом, естественно, рассматривать Зангезурскую палеогеновую вулканическую дугу как энсиалическую морфо-структуру.

Зангезурская вулканическая (островная) дуга расположена на коре континентального типа. Инициальный этап магматической деятельности на всей этой площади ознаменовался образованием базальт-андезит-риолитовой ассоциации пород. Является она непрерывно дифференцированной и относится к известково-щелочной магматической серии. Одновременно с ней формируется и другая ассоциация пород повышенной щелочности (субщелочная капуджухского комплекса). Позже происходит становление трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой ассоциации (гехакарская толща верхнеэоценового возраста). Одновременно или несколько

позже происходит становление плутонических ассоциаций орогенных, главным образом, геоантиклинальных формаций, в частности, габбро-диорит-гранодиоритовая (верхний эоцен-нижний олигоцен) и гранит-гранодиоритовая (нижний миоцен).

Следующий, средне-верхнемиоценовый, этап представлен андезит-дацит-риолитовой ассоциацией. Эти породы калиево-натриевой, субщелочной, латит-шошонитовой серии, которые широко представлены к северу от широты г.Гядык. Объемы излившихся и внедрившихся вулканитов миоцена возрастают в северо-западном направлении, тогда как в палеогене отмечается обратная картина. Значительные объемы эффузивных пород андезит-риолитовой ассоциации миоценового возраста к югу и юго-востоку от г.Гядык

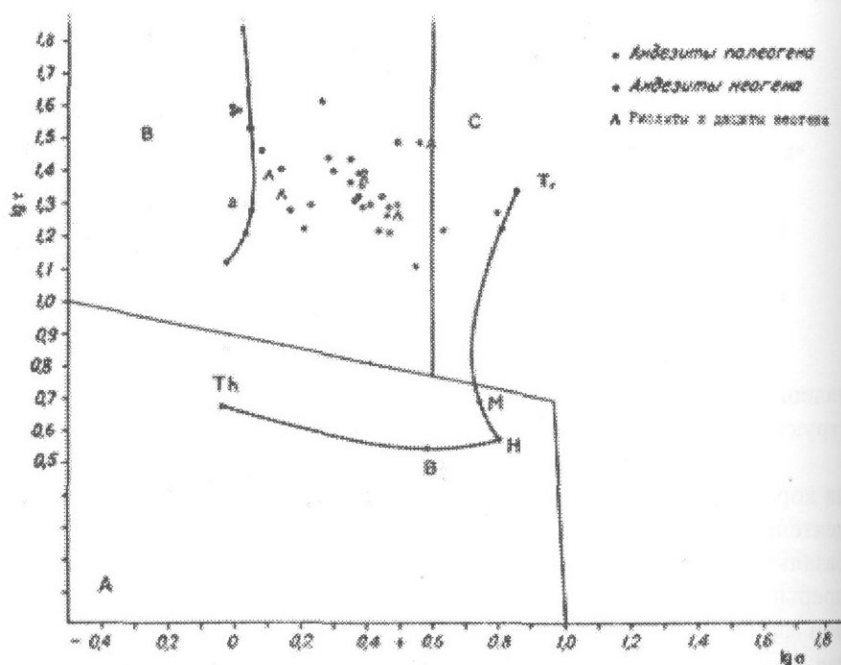


Рис. 22. Диаграмма Готтини-Ритмана для андезитов палеогена и неогена. Подписи см. рис. 20.



Рис. 23. Диаграмма Х.С. Йодера для палеогеновых вулканических пород Зангезурского хребта и Баргушата.

отсутствуют. Встречаются в основном андезитодацитовые, дацитовые и риолитовые дайки, небольшие интрузивные тела, штоки и вулканические постройки вдоль зоны Дебаклинского разлома и внутри плутонических массивов (Вохчинский массив гранит-гранодиоритов на склонах г.Алун, Аревисский, Дастакертский, Лернашенский, Ахлатянский и др.)

Появления пород субщелочных серий уже на раннем этапе развития Зангезурской островодужной системы (в раннем – среднем эоцене) позволяет говорить о "нестандартности" магматической эволюции региона в палеогене. Это, особенно, выражается в близком и одновременном появлении вулканических пород повышенной щелочности (латит-шошонитовые и высококалийевые се-

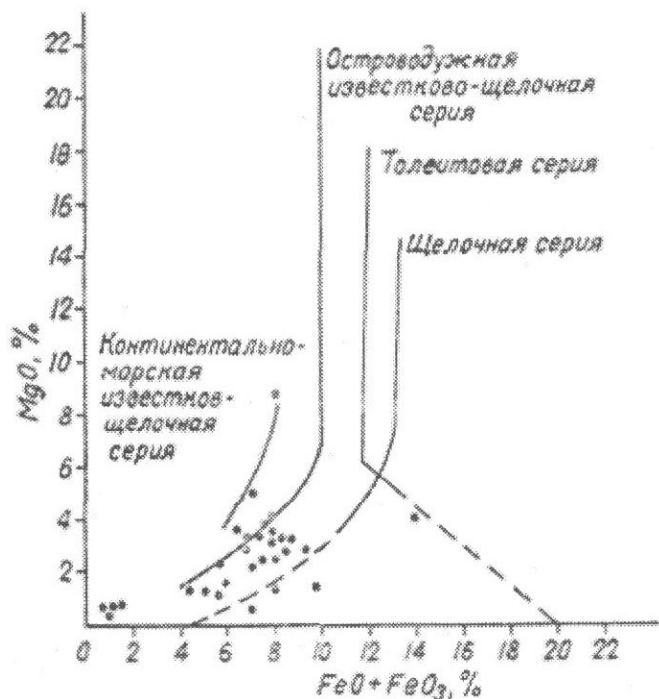


Рис. 24. Диаграмма Х.С. Йодера для неогеновых вулканических пород Зангезурского хребта.

рии) с известково-щелочной и низкокалиевой (толеитовой) сериями. Базиты Зангезурской вулканогенной дуги отличаются лейкобазальтоидным уклоном. Они высокоглиноземистые, низкотитанистые, железистые или магниево-железистые породы. Геологические и петролого-петрохимические характеристики позволяют Зангезурскую палеогеновую вулканическую дугу отнести к островным дугам средиземноморского или приконтинентального типа с хорошо оформленной гранитной корой, в отличие от периферийно-океанических островных дуг со слабо развитой континентальной корой или корой переходного типа.

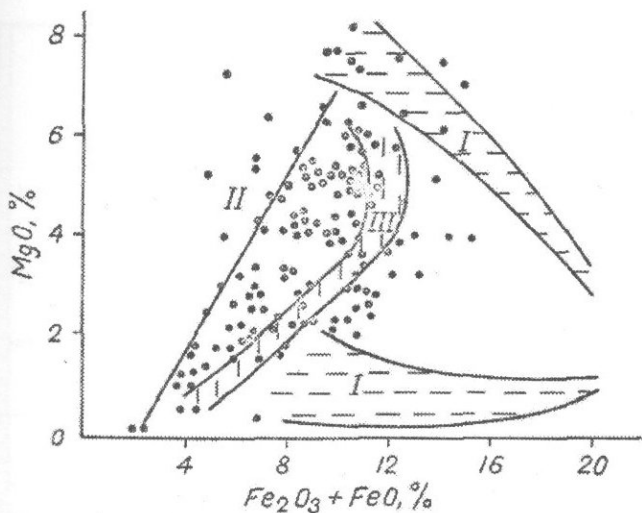


Рис. 25. Положение палеогеновых вулканических пород Занге-
зура на диаграмме Джекеша и Джилла. I. Толеитовый тренд,
II. Известково-щелочной тренд, III. Островодужный тренд.

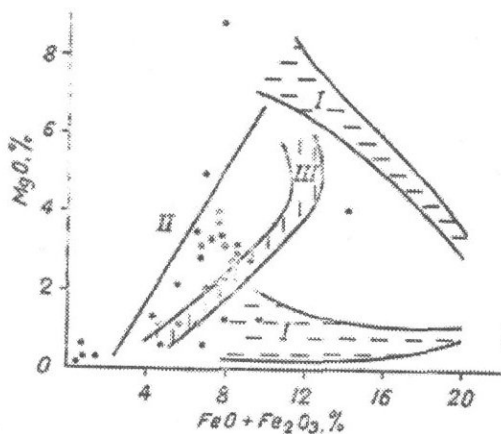


Рис. 26. Положение неогеновых вулканических пород Занге-
зурского хребта на диаграмме Джекеша и Джилла. Подписи
см. на рис. 25.

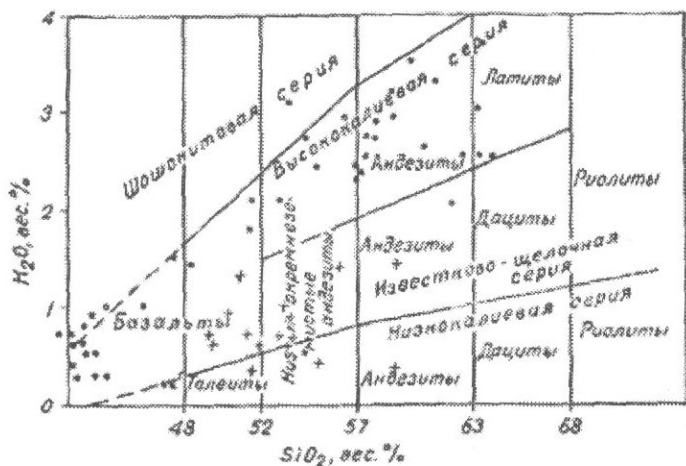


Рис. 27. Диаграмма С.Р. Тейлора для разделения вулканических пород базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации палеогена по содержанию K_2O (Зангезурский и Баргушатский хребты).

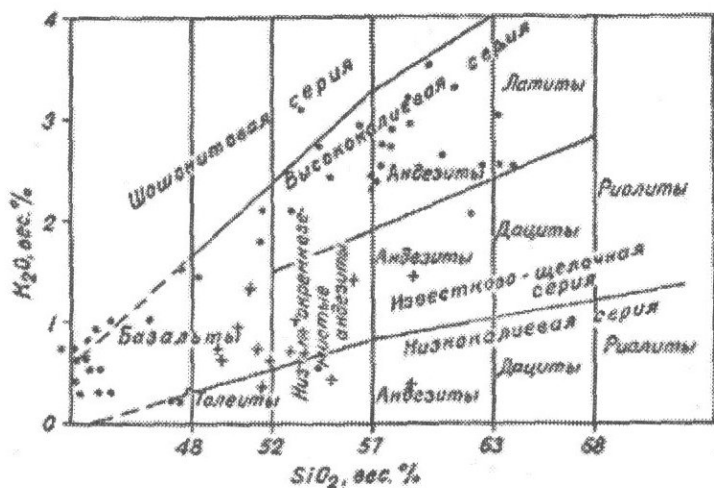


Рис. 28. Диаграмма С.Р. Тейлора для разделения габброидных и гранитоидных пород по содержанию K_2O (Восточный склон Зангезурского хребта). Крестики – верхнеюрские подушечные лавы юго-восточного Зангезура.

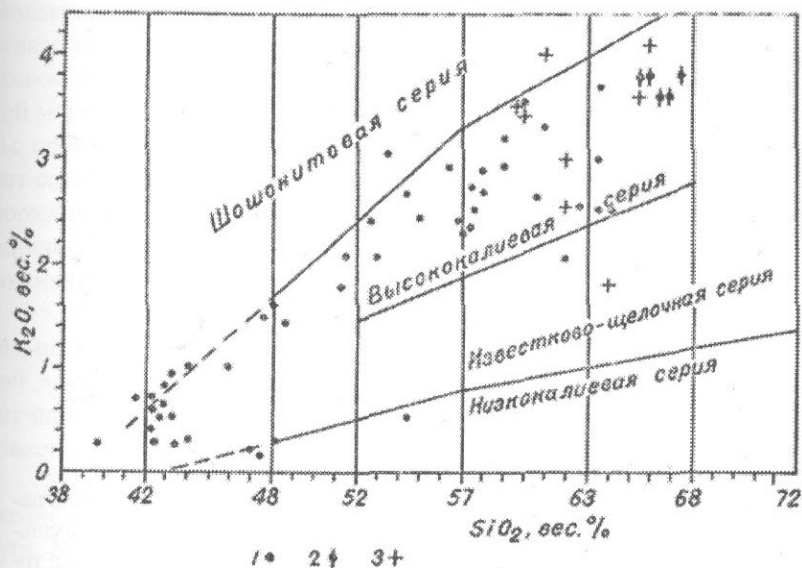


Рис. 29. Диаграмма С.Р. Тейлора для распределения плутонических пород по содержанию K_2O Аревисского, Салвардского массивов и гибридного облика пород "малых интрузий" ущелья р.Мазмазак.

Наиболее мощные проявления вулканической и плутонической активности в кайнозойское время происходят в среднем-верхнем эоцене (вулканизм), верхнем эоцене-нижнем миоцене (плутонизм) и среднем верхнем миоцене (послебабололитовый, т.н. субсеквентный вулканизм по Г.Штилле). На всем протяжении вулканоогенной дуги Зангезура происходит образование непрерывно-дифференцированных базальт-андезит-риолитовой, трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой ассоциаций и орогенных формаций габбро-диорит-гранодиоритовой группы. Активизация магматизма совпадает с воздыманием всей территории Зангезурского хребта. В вулканических формациях резко преобладают базальты и андезитобазальты при очень незначительной роли пород дацит-риолитового состава (средний-верхний эоцен). В миоцене, наоборот, преобладают породы андезит-дацитового состава при подчиненной роли

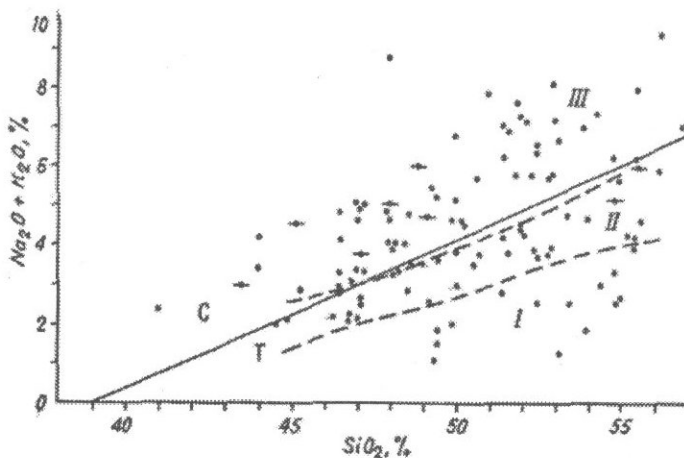


Рис. 30. Диаграмма Х.Куно для разделения базальтовых серий палеогена (Зангезур). I. Пижонитовая. II. Высокоалюминиевая базальтовая. III. Щелочная. С – поле субщелочных базальтов, Т – поле толеитовых базальтов (по Макдональду и Кацуре). Сплошная линия – линия раздела базальтов нормальной и повышенной щелочности.

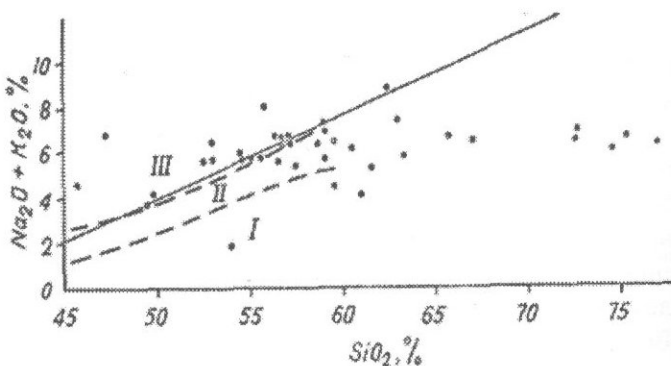


Рис. 31 Положение вулканических пород салвардской толщи миоцена на диаграмме Х. Куно. Пунктиром на рисунке даны линии по Х.Куно, разделяющие пижонитовые (I) высокоалюминиевые (II) и щелочные (III) серии пород. Сплошная линия – линия раздела базальтов нормальной и повышенной щелочности по Макдональду и Кацуре.

базальтов андезитобазальтов и риолитов. Основная часть пород вулканической и плутонической ассоциаций в петролого-геохимическом отношении идентичны и соответствуют известково-щелочной магматической серии. В обеих ассоциациях участвуют и породы повышенной щелочности, субщелочные серии габбро-монцит-сиенитовой и трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации. Среди плутонических ассоциаций по сравнению с вулканическими участвуют и более высокощелочные породы (щелочно-сиенитовая формация).

Миоценовый этап магматизма характеризуется исключительно вулканической активностью, следует он после плутонической деятельности и представлен породами, главным образом, латит-шошонитовой серии. Среди базитов отмечаются также породы известково-щелочной серии.

Развитие Зангезурской палеогеновой дуги не связано с океаном. Это не периферийно- или внутриокеаническая островная дуга. Магматизм региона, кроме известково-щелочных (как и вулканических, так и плутонических ассоциаций), характеризуются также образованием пород субщелочных и щелочных серий, тем самым отличаясь от основного магматизма периферийных и внутриокеанических островных дуг. Базиты палеогенового возраста характеризуются высокой железистостью и кальциевостью, широким развитием андезитобазальтовых и андезитовых дифференциатов. Это характерно в зрелых островных дугах Камчатки, Курильских островов и Японии. Базиты отличаются также низким содержанием титана и магния, повышенной глиноземистостью, кальциевостью и общей щелочностью, что характерно для заключительных стадий эволюции островных дуг средиземноморского типа, образование которых происходит не в океане. Базиты палеогена и неогена Зангезурского хребта близки к континентальным типам орогенных областей.

Глава 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ВУЛКАНИЧЕСКИХ, ПЛУТОНИЧЕСКИХ И ЖИЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Скудность или почти отсутствие палеонтологических данных существенно осложняет определение возраста вулканогенно-осадочных толщ и, следовательно, плутонических тел, даек, малых интрузий и других жильно-магматических образований обычными геологическими методами и требует прибегнуть к помощи методов ядерной геохронологии.

В таблице II приведены результаты определения возраста пород K/Ar методом, выполненные в лаборатории ИГН АН Армении под руководством зав.лаб. Г.П. Багдасаряна. Из определений 72 проб 57 приводятся впервые, остальные 18 заимствованы из наших предыдущих работ и литературных источников. Они сгруппированы по геолого-петрологическим признакам и формационной принадлежности. Большое внимание уделено породам формаций "малых интрузий" и даек, развитых в Марджан-Мазмазакском рудном поле, а также гидротермально измененным породам, возраст которых, как было отмечено выше, является дискуссионным. Получены новые данные о возрасте интрузивных пород Аревисского массива, об их роговиках контактового ореола, а также о ксенолитах гиперстен-кордиеритовых роговиков, установленных на юго-западном контакте массива. Кроме того, приводятся новые данные по дайкам диорит-порфиритов и гранодиоритовых порфиров, грейzenам и гидротермальным метасоматитам. Эти новые радиометрические определения позволили уточнить возраст камрчакской и салвардской вулканогенных толщ (как средний миоцен), говорить о присутствии субвулканических тел двух возрастов – среднемиоценового (15-17млн.лет) и верхнемиоценового (7-9млн.лет). Важными являются результаты определения возраста лав кайнотипного облика г.г.Шорсар, Сангар и района с.Барцраван (верхний эоцен-нижний олигоцен). Наиболее "древние" лавы палеогенового возраста обнаружены у с.с.Салвард и Барцраван (41-43 млн. лет).

Немаловажное значение имеет определение возраста гидротермальных метасоматитов, грейzenов, роговиков, метаморфизо-

ванных ксенолитов и т.д.. Данные по определению абсолютного возраста околорудных метасоматитов, а также гидротермально измененных даек позволили подойти к решению вопроса возраста оруденения Марджан-Мазмазакского рудного поля.

Результаты определения возраста вулканических пород гехакарской и капутджухской толщ, имеющих более или менее надежное биостратиграфическое положение (соответственно нижний-средний эоцен и средний-верхний эоцен), не всегда согласуются с геологическими данными (26-36млн.лет для андезитов гехакарской толщи, распространенных в бассейне р.р.Камрчак и Айри, т.е. олигоцен). Возраст гехакарской толщи – средний эоцен по С.С. Мкртчяну [29], Р.Т. Джрбашяну, О.П. Гуюмджяну [11], Р.Т. Джрбашяну [16] и В.Г. Сафаряну [10], в то время как радиогеохронологические данные указывают на олигоцен (26-36млн.лет). Секущие вулканические тела, развитые в пределах гижгетской вулканогенно-терригенной толщи, судя по составу и облику, относятся к среднему эоцену, т.е. залегающему выше капутджухскому комплексу. Радиологические данные показывают верхний олигоцен – нижний миоцен. Однако это, по-видимому, является результатом "омоложения", т.к. они по геологическим данным древнее верхнеэоценовых-нижнеолигоценовых плутонических интрузивов.

Несмотря на эти расхождения, приведенные данные позволили решить вопрос возраста малых интрузий ущелья р.Мазмазак, микродолеритов г.Аражин и ущелья р.Мазмазак, лав и пирокластов камрчакской толщи, кислых лав вулкана Чинавер, кайнотипных вулканических пород г.г.Шорсар, Саняр, района с.Барцраван. Эти данные внесли определенную ясность в вопросе возраста молодых вулканических образований, они, наконец, как уже было отмечено выше, позволили считать, что среди лав миоценового возраста существуют две возрастные группы: 7-9 и 15-17 млн.лет.

Несмотря на значительное количество радиогеохронологических определений, вопросы возраста многих пород Аревисского рудного поля остаются пока нерешенными. Специфика К/Аг метода не позволяет однозначно решить вопросы возраста жильно-магматических образований вулканической и плутонической ассоциаций,

формаций "малых интрузий", околорудных и других метасоматитов.

**Результаты определения абсолютного возраста (К/Аг методом)
различных типов пород бассейна р.Сисиан
(восточный склон Зангезурского хребта)**

Таблица 11

№№ п/п	№ образ- цов	Название пород и форма залегания	Местонахождение
Вулканические породы бассейнов р.р.Цгуни и Камрчак			
1	P03207	Андезит. Секущее штокообразное тело в гижгетской толще	В 0,7км к ЮЗ от с.Аревис, левый борт р.Камрчак
2	P03338	Андезит роговообманковый. Секущее штокообразное тело в гижгетской толще	В 4км к ЮЗ от с.Цгуни, правый борт левого притока р.Айри
3	P03343	Андезит плагиоклазовый. Дайкообразное тело в туфах гижгетской толщи.	В 4,5км к ЮЗ от с.Цгуни, в ущелье левого притока р.Айри
4	8660	Андезит плагиоклазовый, пропилитизированный. Гехакарская толща.	Марджанское месторождение. Шт.3, левый борт р.Камрчак
5	8664	Андезит роговообманковый, пропилитизированный. Гехакарская толща.	Марджанское месторождение. Шт.3, левый борт р.Камрчак
Лавовые потоки и туфы кайнотипного облика района г.г. Шорасар и Сангар, с.с. Салвард и Барцраван			
6	6608	Базальт. Лавовый поток	В 1км к западу от с.Адаван, левый борт р.Зангет
7	6621	Андезитодацит. Секущее штокообразное тело среди вулканогенной толщи.	В 0,5км к ЮВ от с.Салвард
8	6623	Андезит клинопироксеновый. Секущее штокообразное тело среди вулканогенной толщи.	На юго-восточной окраине с.Салвард, у моста
9	6700	Трахиандезитобазальт двупироксеновый. Лавовый поток	В 1,8км к востоку от с.Барцраван
10	8286	Трахиандезит биотитовый. Лавовый поток	Между вершинами г.г.Шорасар и Санагар, в 1,5км к ССВ от с.Салвард
11	8287	Трахиандезит биотитовый (с санидином). Пирокластическая толща	На СЗ склоне г.Сангар, в 0,1км от вершины. В 0,75км к СВ от с.Салвард
12	8288	Трахиандезит биотитовый (с санидином). Пирокластическая толща	На западном склоне г.Сангар, в 0,05км от вершины
13	8308	Андезитобазальт палагонитовый, темно-серый. Лавовый поток	На вершине г. Шорасар. В 2км к северу от с.Салвард

№№ шт	№ обр.	Название пород и форма залегания	Местонахождение
14	8309	Анiedzит черный, стекловидный, "обсидиановый". Лавовый поток	На вершине г.Шорасар. В 1,75км к северу от с.Салвард
15	7801	Габбро амфиболитизированное. Останцы или блоки ранней фазы пород основного состава среди кварцевых диоритов-гранодиоритов	В 1,6км к СВ от г.Кошакар. Около ледника.
16	8442	Габбро амфиболитизированное. Блоки ранней фазы Аревисского массива.	В 1,5км к СВ от вершины г.Кошакар
17	7778	Моноцитит. Останцы или блоки ранней фазы среди кварцевых диоритов-гранодиоритов	В 2км к СВ от вершины г.Кошакар
18	7707	Гранодиорит. Главная фация Аревисского массива	В 2км к СВ от вершины г.Кошакар
19	8269	Гранодиорит. Главная фация Аревисского массива	В 1,5км к ЮВ от с.Танаат
20	8272	Кварцевый диорит. Главная фация Аревисского массива	В 1км к СВ от с.Аревис, левый борт р.Сисиан
21	8469	Спессартит. Прорывает кварцевые диориты Аревисского массива	В 1,2км к ССВ от г.Кошакар. Приконтактная зона Аревисского массива
22	8451	Роговик роговообманковой фации. На ЮЗ контакте Аревисского массива	В 1,5км к СВ от г.Кошакар
23	7718	Кордиеритовый роговик. Блоки в гранодиоритах Аревисского массива	В 1,8км к СВ от г.Кошакар
24	8444	Мелкозернистое роговообманковое габбро	В 1,5км к СВ от г.Кошакар
Дайки и гидротермально измененные породы Марджан-Мазмазакского рудного поля			
25	8620	Гранодиорит-порфир, каолинизированный	Марджанское месторождение. Шт.№6.
26	8621	Гранодиорит-порфир, березитизированный	Марджанское месторождение. Шт.№6.
27	8622	Диорит-порфирит, хлоритизированный	Марджанское месторождение. В 0,1км к СВ от шт.№ 6.
28	8631	Гранодиорит-порфир аргиллизированный (кварц-каолинит-серицитовый метасоматит)	В 1,25км к ССЗ от устья шт.8, ущелье р.Нахшун
29	8655	Диорит-порфирит, умеренно каолинизированный-серицитизированный (аргиллизированный)	Марджанское месторождение. Шт.Устье №3.
Порфиридные гранитоиды и турмалиновые грейзены (Салвардский массив, другие штоки и дайки аналогичного состава ущелья р.Мазмазак)			
30	8346	Порфиридный гранодиорит, микропорфиридный. Салвардский массив.	Около устья р.Шахапонк, на левом борту реки.

<i>№№ п/п</i>	<i>№ обр.</i>	<i>Название пород и форма залегания</i>	<i>Местонахождение</i>
31	8600	Порфиroidный гранодиорит. Штокообразное тело в ущелье р.Мазмазак	В 2,0км выше устья р.Мазмазак
32	8601	Порфиroidный гранодиорит, микропорфиroidный. Шток в среднем течении р.Мазмазак	В 2,5км выше устья р.Мазмазак
33	8602	Порфиroidный гранодиорит, микропорфиroidный. Шток в среднем течении р.Мазмазак	В 2,2км выше устья р.Мазмазак
34	8338	Грейзен турмалиновый. На контакте Салвардского массива порфиroidных гранодиоритов.	Около устья р.Шахапонк, на левом борту реки.
35	P19/2	Грейзен турмалиновый. На контакте Салвардского массива порфиroidных гранодиоритов.	Около устья р.Шахапонк, на левом борту реки.
Мелкозернистые гибридного облика породы "Малых интрузий" ущелья р.Мазмазак			
36	8260	Кварцевый микромонзонит-порфир. Турмалинизированный шток.	В 4км к западу от с.Аревис, около устья р.Мазмазак
37	8262	Кварцевый микромонзонит-порфир. Мелкий шток.	В 4,5км к западу от с.Аревис, около устья р.Мазмазак
38	8264	Кварцевый микромонзонит-порфир. Дайкообразное тело.	В 0,9км вверх по течению от устья р.Мазмазак
39	8264а	Кварцевый микромонзонит-порфир. Дайкообразное тело.	В 0,9км вверх по течению от устья р.Мазмазак
40	8266	Кварцевый микромонзонит-порфир. Валун	В 0,8 м вверх по течению от устья р.Мазмазак
Штоки и силлы микродолеритов ущелья р.Мазмазак и района г.Аражин			
41	8075	Андезит с микродолеритовой структурой. Аражинский шток.	В 0,5км и ССВ от вершины г.Аражин. На водоразделе Зангезурского хребта.
42	8076	Микродолерит. Аражинский шток.	В 0,8км и ССВ от вершины г.Аражин. На водоразделе Зангезурского хребта.
43	8136	Микродолерит кварцевый. Силл среди гидротермально измененных вулканитов капутджухского комплекса.	В 0,25км против течения от устья р. Мазмазак
44	8353	Микродолерит кварцевый.	Около устья р.Азат
45	СВ1	Микродолерит кварцевый. Шток г.Аражин.	На вершине горы Аражин
46	СВ2	Микродолерит кварцевый. Шток г.Аражин.	На вершине горы Аражин

№№ п/п	№ обр.	Название пород и форма залегания	Местонахождение
Лавовые потоки и туфы камрачакской салвардской и артаванской толщ			
47	6653	Андезит плагиоклазовый. Темно-серый (салвардская толща).	В 1,0 км к СВ от вершины г.Гомшпатеж.
48	6711	Андезит баркевитовый. Светло-серый (артаванская толща)	В 1,2 км к ЮВ от г.Артаван. Вартаванское м-ние ргуги.
49	8380	Туф андезитодацита. Серый с голубоватым оттенком (камрачакская толща).	В 0,8 км к ЮЗ от шт. 5 Марджанского м-ния. Левый борт р.Камрачак.
50	8392	Андезит. Серый с голубоватым оттенком (камрачакская толща).	В 2,2 км к ЮЗ от вершины г.Шахапонк
51	8394	Андезитобазальт. Темно-серый (камрачакская толща).	В 2,0 км к ЮЗ от вершины г.Шахапонк.
Субвулканические тела и некки неогенового вулканогенного комплекса			
52	217/83	Андезитодацит. Шток в гехакарской толще пирокластических пород.	На юго-восточном фланге Марджанского м-ния. Левый борт р.Камрачак.
53	220/83	Андезитодацит. Шток в гехакарской толще.	На ЮВ фланге Марджанского м-ния. Левый борт р.Камрачак.
54	6172	Дацит черный, обсидиановый. Дайка.	В 2,5 км к ЮВ от с.Нжде, на правом борту р.Айри
55	7769	Андезитодацит. Шток в гехакарской толще.	На ЮВ фланге Марджанского м-ния. Левый борт р.Камрачак.
56	8407	Андезитодацит. Некк.	В 1 км к западу от вершины г.Салвард
57	8415	Андезитодацит. Купол	На вершине г.Салвард
58	К 1818	Андезитодацит. Купол	Долина р.Цахкаовит. Около с.Цгуни.
59	К 1828	Андезитодацит. Купол	На вершине г.Салвард
60	К 1834	Риолитодацит. Некк.	Около устья р.Чени. У с.Лернашен
61	ОГД582	Дацит. Некк среди агломератовых туфов миоцена.	Около устья р.Чени. У с.Лернашен
62	ОГД908	Дацит. Некк среди туфов и пеплов миоцена.	В 3 км к ЮЮЗ от с.Цгуни, в долине р.Цахкаовит.
63	С 44	Андезитодацит. Купол в салвардской толще.	Среднее течение р.Воскеовит.
64	С 121	Андезитодацит. Купол в вулканогенно- осадочной толще нижнего (?)-среднего эоцена.	Среднее течение р.Айри. Около с.Цгуни.

Продолжение 4 таблицы 11

№№ тп	№ обр.	Название пород и форма залегания	Местонахождение
65	С 525	Андезитодацит. Некк среди лав салвардской толщи.	На ЮЗ склоне г.Салвард
66	С 650	Дацил роговообманковый.	Район с.с.Салвард, Брнакот
67	С 687	Андезитодацит. Купол среди лав салвардской толщи.	Склоны г.Арцвасар
68	С 713	Лавобрекчия андезитодацита.	Район г.Гёмур
69	С 718	Лавобрекчия андезитодацита.	Район г.Гёмур
70	6187	Риолитовый порфир. Дайка.	
71	8429	Риолитовый порфир санидиновый. Некк среди кислых туфов (розовый)	В 3,5км к СЗ от с.Брнакот На склонах г.Чинавер
72	8434	Риолитовый порфир санидиновый (черный, обсидиановидный)	В 3,5км к СЗ от с.Брнакот На склонах г.Чинавер

Продолжение 5 таблицы 11

	K_2O	K^{40} z/z 10^{-6}	% радиоген. Ar^{40}	Ar^{40} cm^3 10^{-6}	Ar^{40} z/z 10^{-9}	Ar^{40} K^{40} 10^{-9}	Возр. в млн. лет	Сред. зн-е возр.
1	0,86	1,06	44,7	0,92	1,65	1,56	28,0 25,3	26,6±1,4
2	1,36	1,66	35,2	1,53	2,74	1,65	29,0	26,6±2,4
		1,66	3,44	1,40	2,51	1,51	27,0	
		1,66	11,2	1,24	2,23	1,54	24,0	
3	1,02	1,24	29,0	0,824	1,48	1,19	21,2	21,7±0,5
		1,24	24,8	0,875	1,56	1,25	22,3	
4	0,48	0,57	-	0,65	1,16	2,03	34,6	355±0,9
		0,57	-	0,68	1,22	2,13	36,4	
5	0,51	0,61	-	0,66	1,17	1,93	32,9	32,7±0,2
		0,61	-	0,65	1,16	1,01	32,4	
6	2,07	2,47	22,0	3,34	5,96	2,41	41,1	41,5±0,4
		2,47	16,3	3,39	6,07	2,46	41,9	
7	3,81	4,09	27,0	5,51	9,84	2,35	40,0	41,4±1,4
		4,09	31,9	5,89	10,56	2,52		
8	2,57	3,14	56,0	4,16	7,43	2,37	42,2	43,3±1,1
		3,14	15,7	4,59	8,19	2,61	44,4	
9	2,53	3,09	30,6	3,96	7,07	2,29	40,7	41,0±0,2
		3,09	28,8	4,64	7,21	2,33	41,2	
10	3,36	4,01	3,92	5,75	10,30	2,36	43,5	41,0±2,5
		4,01	36,0	5,06	9,04	2,25	38,3	
11	3,48	4,15	30,0	5,29	9,44	2,27	38,65	40,4±1,8
		4,15	34,0	5,75	10,29	2,48	42,20	

Продолжение 6 таблицы 11

	K_2O	K^{40} г/г 10^{-6}	% радиоген. Ar^{40}	Ar^{40} $см^3$ 10^{-6}	Ar^{40} г/г 10^{-9}	Ar^{40} K^{40} 10^{-9}	Возр. в млн. лет	Сред. зн-е возр.
12	3,56	4,25 4,25	19,0 32,12	5,33 5,48	9,52 9,78	2,24 2,30	38,15 39,25	38,7±0,5
13	1,51	1,80 1,80 1,80	19,0 18,8 22,0	1,84 2,29 2,14	3,28 4,10 3,81	1,82 2,98 2,12	31,1 38,8 36,12	35,4±2,8
14	2,27						36,4	35,0±1,5
15	0,44	0,52 0,52	5,0 4,0	0,87 0,85	1,56 1,52	2,97 2,92	50,4 49,6	50,0±0,4
16	0,44	0,52 0,52	3,0 1,0	0,67 0,61	1,20 1,02	2,28 2,12	38,82 38,12	37,5±1,5
17	2,27	2,71 2,71	11,0 8,6	2,97 3,02	5,30 5,40	1,96 1,99	33,4 34,0	33,7±0,3
18	3,02	3,60 3,60	35,0 21,0	5,40 4,81	9,63 8,58	2,67 2,38	45,4 40,5	43±2,5
19	1,77	2,11 2,11	26,0 22,16	3,58 3,13	6,38 5,58	3,02 2,64	51,24 45,06	48,1±3,09
20	1,93	2,30 2,30 2,30	25,0 28,8 16,0	2,82 3,26 2,80	5,02 5,82 5,01	2,18 2,53 2,17	37,13 43,00 37,00	39,0±2,6
21	2,87	3,42 3,42	14,0 11,04	1,98 2,03	3,54 3,71	1,03 1,08	17,64 18,50	18,0±0,4
22	0,60	0,72 0,72	7,00 3,48	1,62 1,02	2,08 1,82	2,89 2,53	49,07 43,03	46,05±3,02
23	2,06	2,46 2,46	43,0 31,0	10,16 9,49	18,13 16,95	7,38 6,90	122,8 115,2	119,±3,8
24	0,48	0,57 0,57	3,36 3,98	0,82 0,84	1,46 1,51	2,57 2,65	44,0 45,0	44,5±0,5
25	3,69	4,40 4,40	7,0 10,0	1,66 2,00	2,97 3,57	0,67 0,81	11,5 13,9	12,7±1,2
26	2,68	3,20 3,20	- 5,0	1,43 1,18	2,55 2,10	0,80 0,66	13,7 11,3	12,5±1,2
27	2,15	2,99 2,99	2,0 4,2	1,13 1,28	2,02 2,30	0,68 0,77	11,7 13,2	12,5±0,8
28	2,78	3,82 3,82	4,0 7,27	1,54 1,58	2,74 2,83	0,83 0,85	14,2 14,8	14,4±0,2
29	2,13	2,54 2,54	5,0 6,02	1,33 1,22	2,37 2,18	0,93 0,86	15,9 14,7	15,3±0,6
30	2,92	3,48 3,48	11,0 14,6	1,89 1,85	3,38 3,30	0,97 0,95	16,62 16,38	16,5±0,12
31	3-53	4,21 4,21	8,0 13,0	2,16 2,43	3,85 4,34	0,91 1,03	15,6 17,6	16,6±1,0
32	3,57	4,26 4,26	6,0 6,9	1,94 1,61	3,46 2,86	0,81 0,67	13,9 11,5	12,7±1,2
32	3,57	4,26 4,26	6,0 6,9	1,94 1,61	3,46 2,86	0,81 0,67	13,9 11,5	12,7±1,2

	K_2O	K^{40} z/z 10^6	% радиоген. Ar^{40}	Ar^{40} $см^3$ 10^6	Ar^{40} z/z 10^6	Ar^{40} K^{40} 10^9	Возр. в млн. лет	Сред. зн-е возр.
33	3,24	3,87 3,87	3,0 4,8	1,75 1,42	3,13 2,54	0,81 0,66	13,9 11,3	12,6±1,3
34	3,15	3,76 3,76	16,0 18,0	2,00 2,05	3,57 3,65	0,95 0,97	16,30 16,62	16,5±0,2
35	2,04	3,59 3,59	2,11 3,82	1,44 1,48	2,58 2,65	0,72 0,74	13,0 13,2	13,1±0,1
36	2,24	2,67 2,67	7,0 7,0	1,20 1,32	2,14 2,37	0,80 0,89	13,72 15,3	14,5±0,7
37	2,61	3,11 3,11	8,0 8,56	1,78 1,58	3,17 2,83	1,02 0,91	17,5 15,6	16,5±0,95
38	2,55	3,04 3,04	5,0 6,88	1,63 1,67	2,92 3,00	0,96 0,99	16,50 16,96	16,7±0,2
39	2,63	3,01 3,01	12,0 11,04	1,51 1,52	2,70 2,73	0,84 0,85	14,40 14,60	14,5±0,1
40	3,38	4,03 4,03	14,0 14,8	2,00 1,85	3,58 3,30	0,89 0,80	15,25 13,72	14,5±0,75
41	2,03	2,42 2,42	11,0 12,0	1,30 1,30	2,32 2,32	0,96 0,96	16,5 16,5	16,5
42	2,02	2,41 2,41	9,0 9,95	1,29 1,31	2,30 2,35	0,96 0,98	16,4 16,8	16,6±0,2
43	1,66	1,98 1,98	8,0 6,0	1,10 1,03	1,96 1,84	0,99 0,93	17,0 16,0	16,5±0,5
44	2,42	2,89 2,89	13,0 5,89	1,77 1,52	3,18 2,71	1,10 0,94	18,83 16,11	17,5±1,4
45	-	-	-	-	-	-	13,0 14,0	13,5±0,5
46	-	-	-	-	-	-	13,0 14,0	13,5±0,5
47	2,53	3,09 3,09 3,09	2,0 8,2 8,5	1,36 1,66 1,64	2,42 2,96 2,94	0,78 0,96 0,95	13,9 16,5 16,8	15,6±1,3
48	2,49	2,97 2,97	8,0 9,7	1,59 1,53	2,84 2,73	0,96 0,92	16,5 15,8	16,2±0,3
49	2,76	3,29 3,29	10,0 14,5	1,81 1,92	2,24 3,43	0,98 1,04	16,8 17,8	17,3±0,5
50	0,98	1,17 1,17	1,62 1,44	0,68 0,65	1,22 1,16	1,05 0,92	18,0 16,98	17,5±0,5
51	1,07	1,28 1,28	0,55 0,65	0,68 0,70	1,21 1,25	0,95 0,98	16,3 16,8	16,55±0,25
52	1,96	2,34 2,34	5,0 6,0	1,21 1,28	2,17 2,29	0,93 0,98	16,0 16,8	16,4±0,4
53	0,51	0,4 0,4	- -	0,35 0,33	0,62 0,60	1,01 0,98	17,3 16,8	17,0±0,3
54	2,09	2,55 2,55	7,0 11,22	0,56 0,63	1,0 1,11	0,39 0,43	7,0 7,4	7,2±0,2

Продолжение 8 таблицы 11

	K_2O	K^{40} з/з 10^6	% радиоген. Ar^{40}	Ar^{40} $см^3$ 10^6	Ar^{40} з/з 10^9	Ar^{40} K^{40} 10^9	Возр. в млн. лет	Сред. зн-е возр.
55	1,96	2,34 2,34	-	0,64 0,52	1,13 0,94	0,48 0,46	8,3 7,9	8,1±0,2
56	2,97	3,54 3,54	15,0 17,2	1,84 2,17	3,28 3,87	0,93 1,09	15,94 18,70	17,3±1,4
57	3,59	4,28 4,28	13,0 14,0	2,20 2,39	3,93 3,28	0,92 1,00	15,87 17,13	16,5±0,6
52	1,96	2,34 2,34	5,0 6,0	1,21 1,28	2,17 2,29	0,93 0,98	16,0 16,8	16,4±0,4
53	0,51	0,4 0,4	- -	0,35 0,33	0,62 0,60	1,01 0,98	17,3 16,8	17,0±0,3
54	2,09	2,55 2,55	7,0 11,22	0,56 0,63	1,0 1,11	0,39 0,43	7,0 7,4	7,2±0,2
55	1,96	2,34 2,34	-	0,64 0,52	1,13 0,94	0,48 0,46	8,3 7,9	8,1±0,2
56	2,97	3,54 3,54	15,0 17,2	1,84 2,17	3,28 3,87	0,93 1,09	15,94 18,70	17,3±1,4
57	3,59	4,28 4,28	13,0 14,0	2,20 2,39	3,93 3,28	0,92 1,00	15,87 17,13	16,5±0,6
58	-	-	-	-	-	-	-	9,5
59	-	-	-	-	-	-	-	16,0
60	-	-	-	-	-	-	7,0	7,5±0,5
61	1,68	-	-	-	-	-	8,0	7,5±0,5
62	1,68	-	-	-	-	-	8,0 7,0	7,5±0,5
63	1,55	-	-	-	-	-	-	7,4
64	-	-	-	-	-	-	-	7,2
65	3,10	-	-	-	-	-	-	-13,4
66	-	-	-	-	-	-	-	8,8
67	-	-	-	-	-	-	-	14,5
68	-	-	-	-	-	-	-	21,0
69	-	-	-	-	-	-	-	22,0
70	3,24	3,87 3,87 3,87	12,0 6,0 8,0	2,42 1,61 3,10	4,32 2,88 3,76	1,12 0,74 0,97	19,2 12,7 16,6	16,2±2,3
71	3,58	4,27 4,27	18,0 16,4	23,2 2,53	4,11 4,52	0,97 1,06	16,62 18,20	17,4±0,8
72	3,58	4,27 4,27	12,0 12,9	2,06 2,55	4,57 2,86	1,07 0,91	18,32 15,60	17,0±1,4

Примечание: P03207, P03338, P03343 – данные О.П.Гуюмджяна [7]; СВ1, СВ2, С44, С121, С525, С650 – Р.Т.Джрбашяна [7]; С687, С713, С718 – В.Г.Сафаряна [10]; К 1818, К 1828, К 1834 – данные С.Г.Карапетяна; ОГД582, ОГ20908 – данные О.П.Гуюмджяна, С.А.Паланджяна; Р 19/2 – Р.Н.Таяна. Остальные анализы А.И. Карапетяна, О.П.Гуюмджяна, Э.М.Налбандяна.

3.1. Абсолютный возраст предорогенных, пребатолитовых вулканических пород андезитовой формации

На территории бассейна р.Сисиан наиболее древние вулканические породы относятся к базальт-андезитовой серии с широким развитием андезитов и базальтов лейкобазальтоидного или андезитового уклона. Залегают они выше дислоцированной туфоосадочной толщи нижнеэоценового возраста, прорывая ее во многих местах.

Отмечаются также в виде штоков и даек внутри гижгетской, пирамсарской и багацсарской вулканогенно-осадочных флишоидных толщ ниже(?)—среднеэоценового возраста. Все эти толщи, слагающие восточные склоны Зангезурского хребта, по-видимому, синхронны или близкоодновозрастны и относятся к нижнему(?)—среднему эоцену [11,15,16].

На юго-восточных склонах г.Пирамсар, в пригребневой части хребта, пирамсарская туфоосадочная толща несогласно залегает над карбонатно-терригенными отложениями даний-плиоцена. Интрузивный вулканизм приурочен ко времени деформации и поднятия туфоосадочной толщи. Базальтовый вулканизм послескладчатый, предшествует непосредственно внедрению крупных plutonic интрузивов габбро-гранитоидной серии региона. Образование мощных вулканогенных капутджухской и гехакарской толщ происходит в среднем-верхнем эоцене.

Данные определения абсолютного возраста по обломкам агломератовых туфов гехакарской толщи варьируют в пределах 33-36 млн.лет для андезитов района Марджанского месторождения (обр. 8660 и 8664) и 21-27 млн.лет района с.Цгуни и около с.Аревис (обр. РО-3338, РО-3343 и РО 3207).

Не исключено, что секущие штокообразные тела окрестностей с.Аревис относятся к капутджухской толще. Полученные возрастные значения сильно расходятся с геологическими данными, что, возможно, связано с "омоложением", пропилитизацией или гидротермальными процессами, предшествовавшими оруденению. Для окончательного решения этих вопросов необходимо провести

специальные радиогеохронологические исследования вулканогенных толщ региона.

Вариации возрастных значений вулканитов районов г.г.Шорасар, Сангар и с.с.Салвард и Барцраван составляют 35-43 млн. лет (данные по 9 определениям). По геологическим данным этот комплекс, состоящий из лав и лавобрекчий базальт-андезитового состава, а также многочисленных секущих тел, составляющих значительный объем, относится к среднему эоцену. Полученные результаты дают основания предположить о верхнеэоценовом и нижнеолигоценном возрасте андезитов, базальтов и различных пород трахиандезит-трахибазальтового состава.

В соответствии с этим можно предположить синхронность плутонизма (Аревисский, Кошакарский, Каракертский и др. массивы габбро-гранитоидной серии) и вулканизма (капутджухская и гехакарская толщ). Геолого-петрологические (отсутствие взаимопереходов и резко различный состав) данные исключают возможность синхронного развития базальтового вулканизма и гранитоидного плутонизма. Вулканиты образовались после деформации туфоосадочных толщ раннего и среднего эоцена. Остается нерешенным вопрос о том, насколько близки полученные цифры к истинному возрасту базальтов и андезитов капутджухского и гехакарского комплексов и привела ли к аргоновому "омоложению" региональная пропилизация (хлоритовая субфация) низкой степени регионального метаморфизма. Среди полученных результатов отсутствуют цифры, указывающие на средний эоцен. Ранее эту т.н. зангезурскую вулканогенную толщу относили к нижнему эоцену.

3.2. Абсолютный возраст плутонических пород и контактовых роговиков Аревисского массива

Имеющиеся калий-аргоновые определения для главнейших петрографических типов пород Аревисского массива свидетельствуют об их широком возрастном диапазоне. Цифры эти варьируют в пределах 33-50млн.лет. Абсолютный возраст единственной встреченной в пределах этого массива дайки спессартита (18млн. лет, обр. 8469) сильно отличается от возраста гранитоидов Аревис-

ского массива, в пределах которого выделяются две интрузивные фазы габбро (44-50 млн. лет, обр. 8444, 7801; $37,5 \pm 1,5$ млн. лет, обр. 8442) и гранитоиды (39-48 млн. лет, обр. 8272, 7707 и 8269). Значительно меньшие цифры показали определения возраста монцитита — $33,7 \pm 0,3$ млн. лет (обр. №7778). Они, как и габбро, встречаются в виде блоков, останцев среди кварцевых диоритов и гранодиоритов главной фазы Аревисского массива.

Сравнение этих данных с аналогичными данными других габбро-гранитоидных массивов Западного Баргушата позволяет заключить следующее:

1. Превышение значений возраста габбро ($50-44$, $37,5 \pm 1,5$ млн. лет) над таковыми из Гехинского габбро-гранитоидного (38 млн. лет) и Сваранцкого габбро-оливинитового массивов (42 млн. лет).

2. Превышение значений возраста гранодиоритов ($43-47$ млн. лет) над породами аналогичного состава Гехинского массива ($37-39$ млн. лет).

3. Возраст роговиков роговообманковой фации (46 ± 3 млн. лет, обр. 8451) соответствует габброидам ранней фазы.

4. Значительное превышение возраста кордиеритовых роговиков ($119 \pm 3,8$ млн. лет) над плутоническими породами региона, подтверждающее мнение о том, что эти ксенолиты-блоки роговиков являются продуктами более древнего (мезозойского, видимо, нижнемелового) тектономагматического цикла.

5. Пониженное значение возраста спессартитовой дайки ($18 \pm 0,4$ млн. лет) по сравнению с возрастом гранитоидов Аревисского массива.

Ограниченное количество анализов по определению возраста (калий-аргоновым методом) одних и тех же пород из различных фаз и даек Аревисского массива не дает основания говорить о причинах расхождений значений возраста аналогичных (возможно, с ними синхронных?) магматических образований Западного Баргушата. Полученные данные позволяют заключить о необходимости проведения специальных радиогеохронологических исследований как K/Ar так и Rb/Sr методами.

3.3. Абсолютный возраст жильно-магматических и гидротермально-измененных пород Марджан-Мазмазакского рудного поля

В настоящее время мы располагаем пятью K/Ar определениями абсолютного возраста гранодиорит-порфиров и диорит-порфиров Марджан-Мазмазакского рудного поля. Все дайки в той или иной степени каолинизированы, аргиллизированы, хлоритизированы, беретитизированы, а гранодиорит-порфиры (обр.№8631) настолько интенсивно гидротермально изменены, что превращены в кварц-каолинит-серицитовые метасоматиты. Из таблицы 11 видно, что относительно свежие и гидротермально измененные дайки, в том числе и полные метасоматиты из Марджан-Мазмазакского рудного поля, имеют среднемиоценовый возраст.

Микроскопические исследования показывают широкое проявление продуктов гидротермального изменения, выраженного в пропилитизации, которая привела к изменению калий-аргонового отношения. При интерпретации полученных данных следует иметь в виду, что значения 12-15млн.лет скорее всего отражают время проявления метасоматических процессов и гидротермальных изменений даек, имевших место в пределах рудного поля. В пользу такого мнения свидетельствует также то, что все дайки, показавшие значения не более 12-15млн.лет в Марджан-Мазмазакском рудном поле, секут гехакарскую толщу средне-верхнеэоценового возраста, но ни одна из них не проникает в вышележащую камрчакскую пирокластическую толщу андезитодацитов среднемиоценового возраста.

Не были выявлены дайки миоценового, олигоценового или верхнеэоценового возраста. Этот комплекс даек неизвестен и внутри Аревисского массива. Неизвестны факты совместного нахождения порфировидных гранитоидов (Салвардского или других массивов сходного состава, развитых в ущельях р.р.Шахапонк и Мазмазак) и даек. Возраст даек находится в интервале времени между верхним эоценом и средним миоценом. Радиогеохронологические данные указывают на средний миоцен, что, вероятно, ближе

к возрасту оруденения и сопровождающих гидротермальных изменений.

Внутри плутонических интрузивов габбро-гранит-гранодиоритовой серий, так и в пределах вулканогенных и туфоосадочных толщ эоцена известны дайки сходного состава, вопрос возраста которых также остается открытым. Для металлогенического анализа необходима Rb/Sr датировка жильно-магматических пород и дайковых комплексов Марджан-Мазмазакского рудного поля и всего восточного склона Зангезурского хребта.

3.4. Абсолютный возраст порфиридных гранитоидов и турмалиновых грейзенов

В пределах бассейна р.Сисиан развиты гранитоиды формации порфиридных гранитов-гранодиоритов, развитых в зоне Дебаклинского-Салвардского разлома, а также в составе прилегающих Мегринского плутона (Вохчинский массив), интрузивов Баргушатской группы (Казанлический, Шенатагский, Дегнадзорский, Лалаяюртский и др. мелкие массивы). В бассейне р.Сисиан порфиридные гранодиориты и кварцевые диориты встречаются в составе Салвардского массива и ряда других мелких интрузивов в ущельях р.р.Мазмазак и Шахапонк. Для них характерна грейзенизация и проявление турмалина (позднемагматического, грейзенового и гидротермального).

Определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом пород из четырех различных штоков порфиридных гранодиоритов показали 12-17млн.лет. В этих же пределах (13-16млн.лет) находится также возраст турмалиновых грейзенов. Эти данные позволяют предполагать, что пневматолитовые процессы значительно "омолодили" возраст порфиридных гранитоидов, которые в пределах Мегринского плутона и Баргушата характеризуются более высокими значениями – 23-25млн.лет. Нижний возрастной предел порфиридных гранодиоритов Салвардского массива, как и других даек гранодиорит-порфиридов района, не ясен. Вероятно, здесь мы имеем порфиридные гранитоиды нижнемиоценового возраста, "омоложенные" грейзенизацией.

3.5. Абсолютный возраст пород “малых интрузий” ущелья р.Мазмазак

В Марджан-Мазмазакском рудном поле, в частности, в ущельях р.р.Шахапонк и Мазмазак размещены небольшие интрузивы кварцевых микродиорит-порфиров, кварцевых микромонцодиорит-порфиров, микромонцодиорит-порфиров и микромонцосиенит-порфиров. Это мелкозернистые, серого цвета и гибридного облика породы, характеризующиеся микропорфировидными структурами. Во многих местах они гидротермально изменены, оруденены, содержат турмалин.

Калий-аргоновое датирование пород из “малых интрузий” дали значения – 14-17млн.лет, которые близки к порфировидным гранодиоритам Салвардского массива и дайкам гранодиорит-порфиров. Возраст всех даек, “малых интрузий” и других разнотипных образований (мелкозернистых кварцевых микродиорит порфиров и микромонцонит-порфиров, в различной степени грейзенизированных порфировидных гранодиоритов и кварцевых диоритов, а также различных субвулканических тел андезит-дацитового состава) находятся в очень узком интервале (средний-миоцен) – 12-17млн.лет. Это дает основания считать, что в результате гидротермального изменения все породы в той или иной степени “омоложены” до возраста оруденения.

3.6. Абсолютный возраст микродолеритов ущелья р.Мазмазак и р.Аражин

По данным шести анализов (четыре определения получены по образцам авторов) абсолютный возраст кварцевых микродолеритов находится в узком временном интервале от $16,5 \pm 0,5$ до $17,5 \pm 1,4$ млн.лет (средний миоцен). Два других определения абсолютного возраста микродолеритов г.Аражин принадлежат В.Г. Сафаряну и являются первыми датировками микродолеритов г.Аражин. Они являются несколько более пониженными ($11,5 \pm 0,5$ и $13,5 \pm 0,5$ млн.лет) по сравнению с нашими анализами, которые, как нам кажется, более близки к истинному возрасту микродолеритов, т.к.

они совпадают и с возрастом (средний миоцен) аналогичных пород ущелья р.Мазмазак, камрчакской и салвардской толщ.

3.7. Абсолютный возраст лав и туфов камрчакской и салвардской толщ и пород субвулканической фации

K/Ar определение абсолютного возраста лав и лавобрекчий камрчакской и салвардской толщ получены авторами впервые. Имеющиеся в литературе данные относятся к пирокластическим породам западного склона Зангезурского хребта, района с.Гёмур, которые, по представлениям В.Г. Сафаряна, являются синхронными с "пестроцветной нижней толщей" и относятся к верхнему олигоцену-нижнему миоцену. Все другие геохронологические данные без исключения относятся к неккам и вулканическим куполам андезитодацитов, дацитов и риолитов. Полученные новые возрастные значения по эффузивным и эксплозивным образованиям варьируют в пределах 14-18 млн.лет (средние значения крайних величин 16-17 млн.лет). Из данных вытекает предположение о верхнемиоценовом возрасте вулканогенной толщи бассейна р.Сисиан. Причем пирокластическая камрчакская (нижняя часть) эффузивная салвардская (верхняя часть) толщи являются одновозрастными, т.е. среднемиоценовыми. Таким образом, данные *K/Ar* метода более или менее точно определяют время начала проявления, т.н. субсеквентного, послегранитоидного – батолитового вулканизма, имевшего место после завершения последнего гранит-гранодиоритового нижнемиоценового ритма многоритмичной плутонической серии Мегринского плутона и Баргушата. Они свидетельствуют об отсутствии синхронных вулкаников с нижнемиоценовыми порфирированными гранитоидами, т.н. субвулканической формации. Это позволяет говорить о перерыве в вулканической деятельности в течение всего нижнего миоцена.

Следует отметить, что среди субвулканических андезитодацитовых и риолитовых тел, некков и куполов, размещенных внутри салвардской толщ, в пригребневой части и на восточном склоне Зангезурского хребта, выделяются две возрастные группы пород 16-17 и 7-9 млн.лет, т.е. среднемиоценового и верхнемиоценового

возраста. Вулканическое сооружение г.Чинавер, состоящее из кислых лав, лавобрекчий и туфов, имеет среднемиоценовый возраст (16-17 млн.лет, обр.6187, 8429, 8434). Сходные значения показывают андезитодацитовый купол вершины г.Салвард (обр. 8415, K1828) и некк, расположенный на западном склоне этой вершины (обр. 8407). Здесь следует отметить, что K/Ar данные полученные из трех образцов кайнотипных андезитодацитов, размещенных внутри гехакарской толщи в центральном участке Марджанского месторождения, тоже свидетельствуют о наличии продуктов миоценовых вулканитов двух возрастных групп. Это установлено и для кайнотипных андезит-дацит-риолитовых пород, залегающих внутри плутонических массивов (Аревисского, Дастакертского, Ахлатянского, Лернашенского и др.).

Полученные нами первые результаты показывают одновозрастность различных фаций и состава пород неогеновой вулканической ассоциации (т.е. андезитобазальтов, андезитов, дацитов, риолитов и кварцевых микродолеритов). Возраст всего комплекса неогеновых вулканитов средний-верхний миоцен.

Глава 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУД БАССЕЙНА РЕКИ СИСИАН

Известные в пределах бассейна р.Сисиан месторождения и рудопроявления полезных ископаемых распределены крайне неравномерно. В своей основной массе они сконцентрированы в пределах юго-западной и центральной частях бассейна. К востоку, северу и югу число рудопроявлений на единицу площади, разнообразие состава руд и условий их образования резко уменьшаются. Так, если в пределах юго-восточной части зоны проявления руды грейзенов, плутоногенно-гидротермальной и вулканогенно-гидротермальной генетических групп, представленных в виде гидротермальных месторождений золото-сурьмяно-полиметаллических руд (Марджан-Мазмазак), рудопроявлений турмалина, медно-молибденовых, реальгар-аурипигментовых (Салвардское), фумарольно-сульфатарных месторождений опалитов – монокварцитов-аргиллизитов с самородной серой, реальгаром, аурипигментом, минералами марганца (Гомшатех), то к востоку, северу и югу от этой группы рудопроявлений известны лишь небольшие по своим масштабам и интенсивности проявления окварцованных, заохренных пород с золотом или медно-молибденовой минерализацией (Нахшун, Аргилли, Цахкашат, Ахпюрнер, Гижгет-Карсунджур). Сравнительно интенсивно проявлено оруденение в пределах Барцраванского (Мазринского) месторождения золото-сурьмяно-полиметаллических и Варданского проявления киноварь-метациннабаритовых руд.

4.1. Описание месторождений и рудопроявлений бассейна р.Сисиан и прилегающих частей Армении

Степень изученности различных объектов рудной минерализации рассматриваемой территории существенно разная. Сравнительно более детально изучены Марджанское и Варданское месторождения, менее детально – Мазмазакское, Барцраванское, многочисленные мелкие рудопроявления и точки минерализации. Существуют большие различия и в степени изученности минералогическо-геохимических особенностей руд, структурных условий формирования месторождений, метасоматических изменений и т. д.

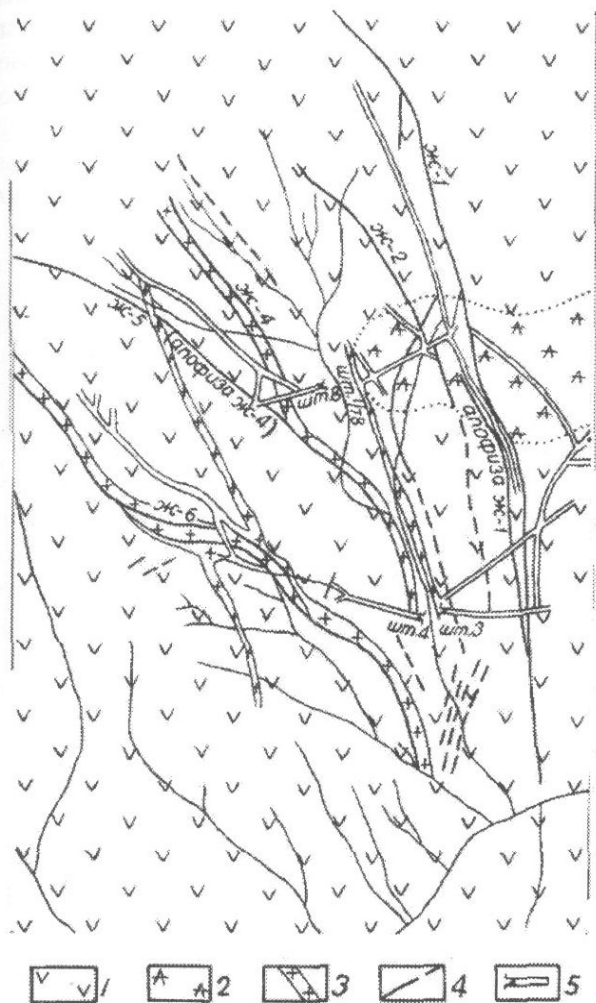


Рис. 32. Схематическая геологическая карта Марджановского золотосурьмяно-полиметаллического месторождения. Условные обозначения: 1. средний-верхний эоцен, порфириды, туфобрекчии, туфопесчаники; 2. средний-миоцен, дациты, андезиты, андезиодациты; 3. диорит-порфириновые и гранодиорит-порфириновые дайки; 4. рудные (кварц-полиметаллические жилы); 5. штольни.

Приводимая ниже характеристика рудных объектов зоны подтверждает отмеченное, подчеркивает необходимость проведения дальнейших более детальных исследований как отмеченных, так и структурных условий формирования ряда рудопроявлений бассейна.

4.1.1. Марджанское месторождение золото-сурьмяно-полиметаллических руд

Рудное поле Марджанского месторождения охватывает часть территории среднего течения реки Камрчак и междуречья Мазмазак и Камрчак. Расположено в 30км к юго-западу от г.Сисиан и в 8-9км к юго-западу от с.Аревис, на абсолютных отметках 2300-2600м. В геологическом строении месторождения (рис.32) принимают участие вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы среднего эоцена (андезиты), верхнего олигоцена (?) (туфобрекчии андезитовых порфиритов), миоплиоцена (салвардская свита), субвулканические тела базальтов, дайки гранодиорит-порфиров, диорит-порфиритов, риолитовых порфиров (кварц-порфиров). Низы разреза месторождения слагают андезиты порфировой структуры и туфобрекчии андезитовых порфиритов (малообломочные породы, состоящие преимущественно из обломков андезитовых порфиритов и в меньшей степени обломков плагиоклаза), которые в центральной части месторождения прорываются дайками диорит-порфиритов и перекрываются миоплиоценовыми отложениями салвардской (бичанагской) свиты. Мощность этих даек от 1-2 до 17-18м, местами они разветвляются, меняют свое простирание в пределах от 310° до 350° и падение от северо-восточного ($65-85^{\circ}$) до юго-западного ($235-265^{\circ}$). В пределах бассейна р.Сисиан аналогичные дайки диорит-порфиритов пересекают капутджухскую и гехакарскую толщи и перекрываются миоплиоценовыми туфобрекчиями андезитов и андезитодацитов салвардской толщи. Выполняют они в основном сколовые структуры СЗ простирания. Часто эти дайки разветвляются и в пределах месторождения, гидротермально изменены и охвачены рудной минерализацией полиметаллического состава. Рассматриваются [31] они как жильные образования II этапа габбро-монцонит-сиенитового интрузивного комплекса [33], а развитые на

СЗ фланге Центрального участка Марджанского месторождения дайки кварц-порфирового состава, мощностью до 15м, рассматриваются [31] как жильные породы I этапа неогенового вулканизма [34].

Дайки риолитовых порфиров развиты в северо-западной части месторождения, они внедрены позже всех вышеперечисленных пород, но до субвулканических тел, базальтов сложной морфологии, и, по-видимому, относятся к среднему миоцену, а субвулканические тела – к верхнему миоцену-нижнему плиоцену. Согласно А.А. Гюрджяну [32], "интрузивные породы отмеченной территории занимают более подчиненное место и обнажаются лишь на юго-западном фланге участка, если не учитывать два выхода гранодиоритов и кварцевых диоритов в северной его части". Возможно, они относятся к Аревисской интрузии, подробное описание которой приведено в предыдущих разделах настоящей работы.

Структура Марджанского месторождения представляет собой юго-западное крыло Гижгетской антиклинальной складки, осложненной дизъюнктивными нарушениями и зонами повышенной трещиноватости вкрест и по простиранию ее оси. Р.Н. Таян и др. [35] для всего региона выделяют три возрастные группы разрывных нарушений: J-K₁ (киммерийская) развита слабо, р₂² (позднеальпийская) представлена Салвард-Ордубадским разломом и р₃-N₁ (раннеорогенная) – СВ, СЗ и близширотными разломами. В миоплиоцене происходит подновление этих структур. Марджанское месторождение приурочено к висячему крылу Салвард-Ордубадского разлома (глубинного), осложненного многочисленными разрывными нарушениями, среди которых А.А. Кукулян [30,31] выделяет две системы (нарушений и трещиноватости): первая из них сложена из нарушений сколового характера северо-западного-близмеридионального (от 340° СВ до 5° СВ) простирания, падение на СВ и на ЮЗ, протяженность до 1000м, в них локализованы основные рудные тела месторождения; вторая сложена также из сколовых нарушений СВ простирания. Кроме того, выделяются [31] две зоны повышенной трещиноватости, ограничивающие рудное поле с севера и с юга. Первая из них выявляется только путем дешифровки аэрофотоснимков, вторая – полевыми наблюдениями и

проходит по южной части центрального участка. Картирование развитых здесь даек диорит-порфиров выявило левый сдвиг с амплитудой в 12-15м.

В пределах Марджанского месторождения выявлено шесть крутопадающих рудных тел, четыре из которых прослежены канавами, шурфами, скважинами и штольнями, остальные – только канавами, шурфами и скважинами. Все они представляют собой линейно-вытянутые жильные зоны и жилы СВ простирания с падением на СВ и ЮЗ. Часто рудные тела приурочены к приконтактовым частям даек диорит-порфиров. Приводятся данные [31] о том, что рудные тела прорываются экструзиями андезитового состава, что приводит к брекчированию и разубоживанию рудных жил в приконтактовых с ними частях.

Контакты жил четкие, нередко имеют тектонический характер, жильных зон – постепенные. Повторные тектонические подвижки в рудных жилах привели к образованию брекчиевых текстур и окатанных обломков руд, развитых, главным образом, вдоль зальбандов, жил и в глинистой массе ограничивающих рудные жилы тектонических швов.

По простиранию рудные жилы меняют свою мощность, ответвляются, местами образуют раздувы и пережимы. У рудного тела №1 мощность раздувов (~ 4м) в 8-10 раз превышает мощность пережимов (0,4 – 0,4м). С глубиной характер рудных тел существенно меняется: рудные жилы с четкими контактами и чередующимися раздувами и пережимами на глубине переходят в жильные зоны с участками сильно раздробленных пород, с широко развитыми глинками трения и обломками прожилково-вкрапленных руд.

Характерны крустификационные, полосчатые, вкрапленные, брекчиевидные, друзовые, радиально-лучистые и др. текстуры. Нередко жилы характеризуются симметрично-зональным строением. При этом в одних случаях по зальбандам развиты продукты более ранних парагенезисов и стадий (пиритовые), а в центральных частях – более поздние (пирит-сфалеритовые, галенит-сфалерит-сульфосолевые), в других случаях, наоборот. На рис. 33-34 приведены фото наиболее характерных типов руд и текстур.

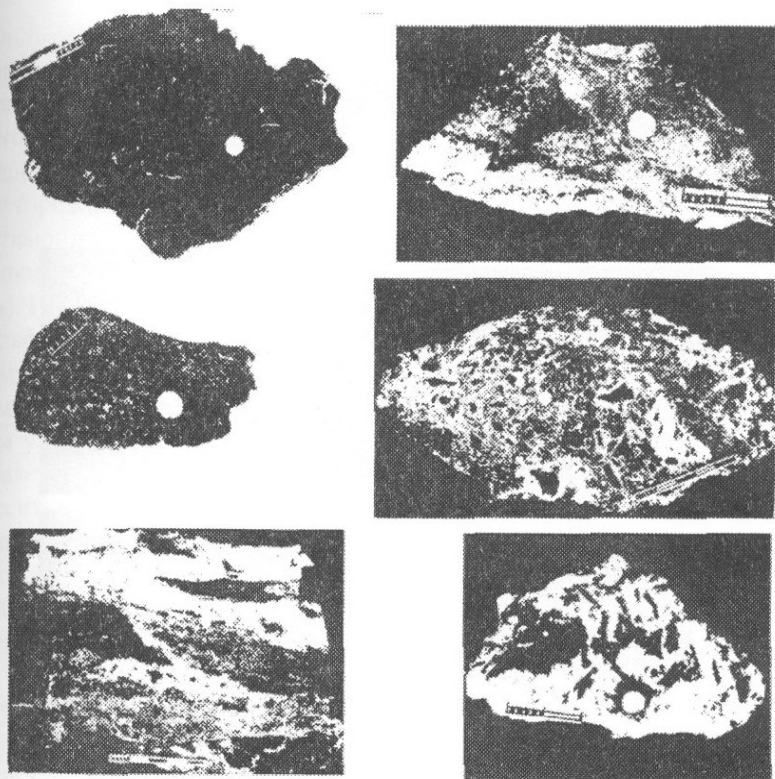


Рис. 33. Фото штуфных образцов различных типов руд Марджанского месторождения.

По степени золотоносности рудные тела Марджанского месторождения существенно разные. По данным разведки, в жиле №1 содержание Au – 4,1г/т, Ag – 95,8г/т; в жиле №2 содержание Au – 1,4г/т, Ag – 19,4г/т; в жиле №4 содержание Au – 7,7г/т, Ag – 44,6г/т; в жиле 6 содержание Au – 4,5г/т, Ag – 26,4г/т; в жиле №11 содержание Au – 3,4г/т, Ag – 23,2г/т; в жиле 12 и 13 содержание Au – 1,4 и 2,2г/т, Ag – 6,2 и 15,6г/т.

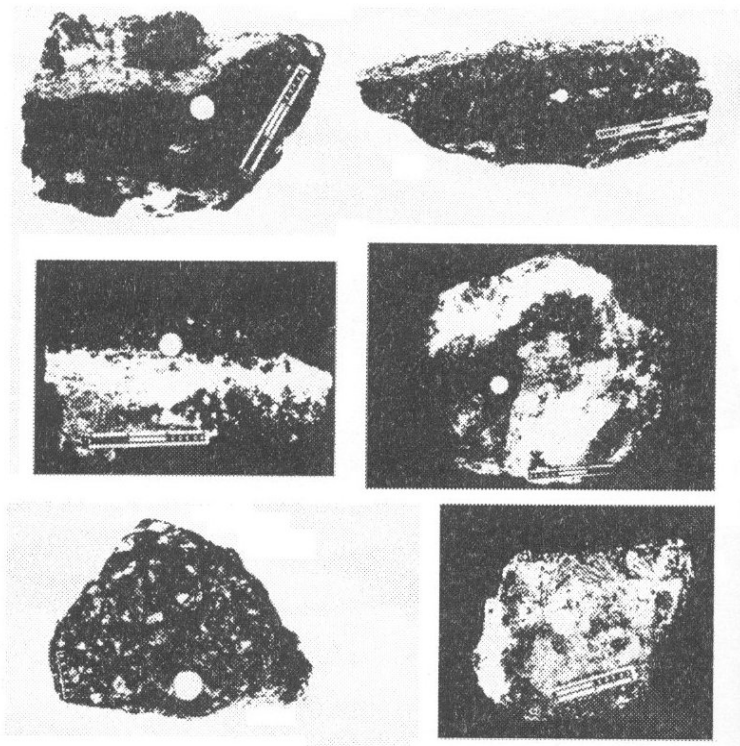


Рис. 34. Различные типы текстур руд Марджанского месторождения.

В минеральном составе первичных руд Марджанского месторождения Р.Р. Шахбазян, Н.И. Магакьян, М.А. Кукулян и др. Отмечают пирит, сфалерит, галенит, теннантит, тетраэдрит, антимонит, буланжерит, бурнонит, геокронит (шульцит), пирротин, реальгар, аурипигмент, марказит, энаргит, цинкенил, *As*-цинкенил, сиванит, дюфренуазит, *Sb*- дюфренуазит, зелигманит, твиннит, йорданит, семсейит, окислы марганца, самородное золото, самородное серебро и жильных минералов – кварц, кальцит, барит [30, 31, 32, 36, 37].

Нашими исследованиями в сурьмяно-полиметаллических рудах Марджанского месторождения, кроме отмеченных минера-

лов, были установлены также семсейит, джемсонит, гессит, петцит, алтаит, креннерит, дискразит, кюстелит, энаргит, борнит, халькозин, арсенопирит, люцит, фаматинит и ряд других минералов, которые из-за своих незначительных размеров не удалось получить в достаточном количестве для анализа. Самородное золото в рудах месторождения встречается редко в полиметаллической и сульфо-антимонитовой ассоциациях минералов. Обычно образует очень мелкие выделения (сотые доли мм) и пылевидные (тысячные доли мм). Иногда ассоциирует с теллуридами (гессит, сивьванит), чаще с сульфосолями и сульфидами. Обычно представлен богатой серебряной разновидностью – кюстеллитом. Значительно чаще встречается самородное серебро, размеры зерен которого значительно меньше, чем у самородного золота. Встречается в ассоциации с галенитом, сфалеритом, антимонитом и другими сульфосолями. Сивьванит, гессит, петцит, креннерит, нагиагит встречаются очень редко в виде мельчайших выделений в полях галенита, сульфосолей. В штучных пробах руд с теллуридами содержание теллура достигает 0,032% (табл.12,13). Наличие некоторых из отмеченных теллуридов подтверждено рентгеноспектральными анализами.

Результаты приближенно-количественных спектральных анализов различных типов руд (штучные пробы), тяжелых фракций и рудообразующих минералов Марджанского месторождения золотополиметаллических руд

Таблица 12

Эл.-ты	Руда (89 проб)		Тяж.фр. (113 проб)		Пирит (31 проба)	
	от до	сред.	от до	сред.	от до	сред.
Ni	не обн.-475	8,2	не обн.-420	12,7	не обн.	-
Co	не обн.-240	18,2	не обн.-750	45,5	не обн.-1000	66,0
Mo	не обн.-13	10,2	не обн.-180	17,8	не обн.-7	0,2
Cu	75-7,5%	8426	18-10%	5909	1000-3,2%	7025
Rb	750-10%	1,95%	320-10	4,64%	320-7,5%	1,28%
Ag	не обн.-560	224	1-1000	86,5	24-130	43,8
Sb	не обн.-2,4%	3545	не обн.-10%	0,76	не обн.-4,2%	3060
Bi	не обн.-320	57	не обн.-1000	55,9	не обн.-4200	163,2
As	240-5600	1283	100-1,0%	2117	2400-1,3%	3349,56
Zn	240-10%	4,33%	32-10%	5,26%	1800-3,27%	1,27%
Cd	не обн.-1,3%	1091	32-1%	929,8	не обн.-130	28
Te	не обн.	не обн.	не обн.-420	8,5	не обн.	-

Элементы	Руда (89 проб)		Тяж.фр. (113 проб)		Пирит (31 проба)	
	от до	сред.	от до	сред.	от до	сред.
П	не обн.-24	0,6	не обн.-10	0,26	не обн.	-
Sn	не обн.-18	0,5	не обн.-13	1,14	не обн.-24	0,42
Ge	не обн.-4,2	0,55	не обн.-3,2	0,3	не обн.	-
Ga	не обн.-24	44	1,8-24	7,0	не обн.-7,5	13,22
In	не обн.-75	2,2	не обн.-420	26,85	не обн.-30	1,38
Hg	не обн.-5,6	0,16	не обн.-3	0,2	не обн.	-
Sr	не обн.-7500	323	не обн.-1,8%	594,6	не обн.	-
Ba	не обн.130-10%	5396	не обн.-10%	9572	не обн.-75	118,4
Au	не обн.-24	2,25	не обн.-130	11,4	не обн.-130	27,8
B	не обн.-1800	91,8	2 -	-	-	-
<i>Галенит (24 пробы)</i>		<i>Сфалерит (34 пробы)</i>		<i>Антимонит (3 пробы)</i>		
<i>от до</i>	<i>сред.</i>	<i>от до</i>	<i>сред.</i>	<i>от до</i>	<i>сред.</i>	
4,4	3,45	не обн.-4,2	3,43	4,2	4,2	
не обн.	-	не обн.	-	не обн.	не обн.	
3,2-10	4,72	не обн.-7,5	4,7	4,2	4,2	
130-3,2%	5817	75-5600	160,6	5600-1,3%	80666	
10%	10%	130-10%	9235	1-3,2%	2,47%	
130-120	214,4	56-420	91,8	180-240	220	
1800-4200	3517	42-5,6%	4063	10	10	
24-1800	277,3	не обн.-280	14,2	10-75	31,7	
320-2400	3849	100-2400	409,7	2400	2400	
1300-10%	2,2%	10%	10%	2400-10%	4,01%	
42-320	210,3	7500-1%	6367	32-130	87,3	
не обн.-420	35	не обн.	-	не обн.	-	
не обн.-24	7,0	не обн.	-	не обн.-10	3,3	
не обн.	-	не обн.-100	23,3	не обн.	-	
не обн.	-	не обн.-3,2	1,9	не обн.	-	
не обн.-13	3,0	3,2-18	3,8	не обн.-1,3	0,4	
не обн.-24	6,8	не обн.-180	45,6	не обн.-10	3,3	
не обн.	-	не обн.-10	2,8	не обн.	-	
не обн.	-	не обн.-2,4%	2016	не обн.-750	250	
не обн.	6,7	не обн.-18	1,15	32-5600	1888	
не обн.-130	18,1			10-32	20	
-	-					

Несколькими генерациями проявляются также основные рудообразующие минералы – пирит, сфалерит, галенит, антимонит. Они характеризуются значительными вариациями состава элементов-примесей, а также текстурно-структурных особенностей.

Содержания основных компонентов и элементов-примесей в концентратах главнейших рудных минералов из различных стадий минерализации Марджанского месторождения по данным приближенно-количественного спектрального анализа

Таблица 13

<i>П и р и т (содержание в г/т)</i>										
<i>Эл.-ты</i>	<i>№№ проб</i>									
	<i>164</i>	<i>165</i>	<i>167</i>	<i>168</i>	<i>169</i>	<i>170</i>	<i>257</i>	<i>259</i>	<i>261</i>	<i>266</i>
Ni	7,5	7,5	7,5	13	7,5	13	13	-	-	-
Co	3,2	130	7,5	18	3,2	18	240	-	-	10
Ti	320	750	42	100	100	100	180	560	320	320
V	10	3,2	3,2	5,6	5,6	5,6	-	-	-	-
Cu	5600	24000	5600	1300	2400	2400	2400	1800	13000	75000
Pb	1300	420	560	420	1300	560	1300	1800	56	4,2
Ag	24	24	32	18	18	18	32	32	24	75
Sb	560	560	2400	750	3200	1000	-	130	420	-
Bi	13	4,2	7,5	32	7,5	100	-	-	75	-
As	1800	2400	750	560	420	420	420	100	420	-
Zn	18000	5600	5600	5600	5600	5600	1000	5600	5600	320
Cd	180	32	56	18	18	10	-	32	32	320
Sn	13	7,5	7,5	13	13	10	-	-	-	-
Au	-	-	18	-	-	-	-	-	-	-
Te	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>П и р и т (содержание в г/т)</i>										
	<i>№№ проб</i>									
	<i>347</i>	<i>348</i>	<i>350</i>	<i>319</i>	<i>321</i>	<i>329</i>	<i>330</i>			
Ni	-	-	-	-	-	-	-			
Co	-	130	-	-	-	130	1000			
Ti	180	180	240	420	750	1800	1800			
V	-	-	-	-	-	-	-			
Cu	1300	5600	320	32000	1000	320	320			
Pb	24000	10000	13000	75000	10000	3200	3200			
Ag	56	75	56	130	100	24	56			
Sb	5600	1800	560	13000	180	-	75			
Bi	-	-	-	-	-	-	-			
As	750	750	7500	7500	7500	7500	13000			
Zn	32000	13000	13000	42000	32000	24000	5600			
Cd	-	-	-	100	42	42	-			
Sn	-	-	-	-	-	-	-			
Au	-	24	75	75	75	75	-			
Te	-	-	-	-	-	-	-			
Mo	-	-	-	-	-	-	-			

Продолжение 1 таблицы 13

Эл.- ты	П и р и т (содержание в г/т)									
	№№ проб									
	325	340	345	348	349	350	351	352		
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-		
Co	-	-	-	180	-	-	-	-		
Ti	1800	240	240	320	320	320	240	240		
V	-	-	-	-	-	-	-	-		
Cu	2400	1000	32000	32000	420	1000	2400	5600		
Pb	10000	10000	24000	13000	10000	4200	1300	1000		
Ag	56	56	75	100	100	100	56	24		
Sb	100	560	4200	4200	180	1300	180	560		
Bi	56	-	4200	-	-	-	56	56		
As	7500	2400	4200	2400	7500	7500	320	320		
Zn	5600	13000	5600	32000	13000	13000	1300	1800		
Cd	-	32	-	130	32	32	-	-		
Sn	-	-	24	-	-	-	-	-		
Au	130	-	-	108	100	100	-	-		
Te	-	-	-	-	-	-	-	-		
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-		
Эл.- ты	П и р и т (содержание в г/т)									
	№№ проб									
	353	354	355	356	358	79	58/1	58/2	58/3	59
Ni	-	-	-	-	-	1000	-	-	-	7,5
Co	-	-	-	-	-	-	-	100	100	750
Ti	320	320	560	320	240	-	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-	320	240	240	240	320
Cu	1000	5600	13000	1000	5600	130	130	100	180	4,2
Pb	3200	10000	4200	4200	10000	3,2	3,2	-	-	-
Ag	56	75	130	56	100	-	-	-	-	-
Sb	180	42000	1800	4200	1800	-	-	-	-	-
Bi	56	-	-	-	-	-	100	1000	1000	1000
As	130	750	750	560	1300	100	240	1000	32	32
Zn	1800	24000	32000	13000	32000	-	-	-	-	-
Cd	-	100	100	32	42	13	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Au	-	-	-	10	10	-	-	-	-	-
Te	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Эл.- ты	П и р и т (содержание в г/т)									
	№№ проб									
	60	61	62	63	64	65	77	78	79	
Ni	32	5,6	-	4,2	-	-	4,2	-	4,2	
Co	56	130	100	100	100	42	42	4,2	180	
Ti	-	-	750	560	240	320	560	560	560	
V	320	130	-	-	-	-	-	-	-	
Cu	240	4,2	240	240	180	240	180	560	240	
Pb	13	3,2	2400	4,2	-	4,2	2400	3200	320	

Продолжение 2 таблицы 13

Эл.- ты	Пирит (содержание в г/т)								
	№№ проб								
	60	61	62	63	64	65	77	78	79
Ag	-	-	3,2	3,2	3,2	3,2	4,2	32	5,6
Sb	3,2	-	-	-	-	-	100	180	-
Bi	100	320	-	-	-	-	-	-	-
As	100	32	5600	420	240	320	560	750	1000
Zn	-	-	240	32	32	30	2400	3200	320
Cd	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Au	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Эл.- ы	Пирит (содержание в г/т)								
	№№ проб								
	346	351	352	336	345	322	328	329	
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	10	420	180	-
Ti	560	750	240	240	240	420	750	240	-
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	2400	3200	420	100	5600	420	5600	130	-
Pb	13000	1300	420	10000	4200	5600	4200	3200	-
Ag	100	75	10	24	56	56	1	13	-
Sb	560	750	-	180	1000	180	-	-	-
Bi	-	75	-	-	130	-	-	-	-
As	320	320	100	1300	1300	4200	2400	7500	-
Zn	24000	1000	240	13000	3200	32000	2400	2400	-
Cd	-	-	-	-	-	32	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Au	-	-	-	-	-	75	-	-	-
Mo	-	-	-	7,5	-	-	-	-	-

Продолжение 3 таблицы 13

Эл.- ты	Сфалерит (содержание в г/т)					
	№№ проб					
	163	166	168	169	170	252
Ni	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-
Ti	130	130	100	42	42	180
V	-	-	-	-	-	-
Cu	750	180	3200	3200	1800	180
Pb	750	560	10.000	1800	2400	92
Ag	42	18	100	100	100	4,2
Sb	1300	320	1000	3200	1300	32
Bi	10	1,0	5,6	10	18	-

Эл- ты	Сфалерит (содержание в г/т)					
	№№ проб					
	163	166	168	169	170	252
As	1000	240	560	560	420	-
Zn	осн.	осн.	осн.	осн.	осн.	осн.
Cd	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
Sn	32	-	56	56	24	-
Au	-	-	-	-	-	-
Te	-	-	-	-	-	-
Mo	32	-	-	-	-	-
In	4,2	-	13	13	10	-
Эл- ты	Сфалерит (содержание в г/т)					
	№№ проб					
	253	254	255	265	264	265
Ni	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	130	240	240	240
V	-	-	-	-	-	-
Cu	42	42	420	320	240	750
Pb	32	32	56	420	130	32
Ag	13	18	32	150	75	10
Sb	32	32	56	320	56	32
Bi	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-
Zn	осн.	осн.	осн.	осн.	осн.	осн.
Cd	18.000	10.000	13.000	56.000	75.000	75.00
Sn	-	10	10	-	-	-
Au	-	-	-	-	-	-
Te	-	-	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-
In	-	-	-	-	-	-
Эл- ты	Сфалерит (содержание в г/т)					
	№№ проб					
	319	321	329	330	331	332
Ni	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	-
Co	-	-	-	-	-	-
Ti	240	240	240	240	420	240
V	-	-	-	-	-	-
Cu	2400	1000	420	420	420	420
Pb	10000	10000	4200	3200	420	420
Ag	100	56	56	56	56	240
Sb	1000	320	130	130	42	320
Bi	10	10	10	10	13	-
As	320	180	240	100	100	130
Zn	10%	10%	10%	10%	10%	10%
Cd	7500	7500	10000	10000	10000	10000

Продолжение 5 таблицы 13

Эл- ты	С ф а л е р и т (содержание в г/т)					
	№№ проб					
	319	321	329	330	331	332
Sn	24	10	-	-	-	-
Au	-	-	-	-	-	-
Tl	-	-	-	-	-	-
Mo	4,2	4,2	4,2	4,2	5,6	4,2
In	18	18	4,2	75	180	-
Эл- ты	С ф а л е р и т (содержание в г/т)					
	№№ проб					
	340	345	348	349	350	352
Ni	-	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2
Co	-	-	-	-	-	-
Ti	186	240	240	240	240	240
V	-	-	-	-	-	-
Cu	1000	5600	1000	420	75	42000
Pb	100000	1800	1300	10000	130	420
Ag	420	100	75	56	32	42
Sb	1000	5600	560	560	100	560
Bi	75	180	10	24	-	10
As	320	750	130	24	-	130
Zn	10%	10%	10%	10%	10%	10%
Cd	10000	10000	10000	10000	10000	7500
Sn	42	100	-	1800	-	75
Au	-	-	18	-	-	-
Tl	-	-	-	-	-	-
Mo	4,2	5,6	5,6	3,2	5,6	5,6
In	180	75	42	42	32	130

Продолжение 6 таблицы 13

Эл- ты	С ф а л е р и т								
	№№ проб								
	353	354	355	356	357	358	322	329	347
Ni	4,2	4,2	4,2	-	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	240	240	240	240	240	240	240	100	75
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	1000	1000	420	2400	2400	1000	1000	420	420
Pb	420	4200	4200	3200	18000	42000	24000	24000	130
Ag	56	56	100	75	130	180	100	75	10
Sb	560	24000	1800	13000	5600	1000	1000	1000	130
Bi	10	-	-	-	10	24	13	10	-
As	100	180	320	750	750	750	1300	180	-
Zn	10%	10%	10%	10%	10%	10%	основа	основа	основа
Cd	10000	10000	10000	10000	10000	10000	7500	10000	7500
Sn	100	10	10	13	-	420	-	-	13
Au	-	10	-	-	-	-	10	-	-
Tl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo	7,5	-	4,2	-	4,2	5,6	5,6	32	3,2
In	180	75	18	42	-	18	-	4,2	5,6

Эл.- ты	Галенит (содержание в г/т)					
	№№ проб					
	166	168	169	170	257	265
Ni	10	-	5,6	-	-	-
Ti	42	130	240	42	130	100
V	5,6	3,2	3,2	4,2	-	-
Cu	5600	1800	7500	7500	3200	10000
Pb	основа	основа	основа	основа	основа	основа
Ag	1000	100	100	100	240	240
Sb	10000	10000	10000	10000	420	3200
Bi	18	420	1800	420	3200	7,5
As	1000	1000	2400	2400	100	560
Zn	5600	3200	4200	10.000	75000	18000
Cd	560	180	180	1300	320	130
Au	3,2	24	130	56	-	-
Te	2,4	5,6	13	18	320	-
Mo	2,4	-	2,3	1	1-	-
In	-	-	-	-	-	-
Tl	-	-	-	-	-	-
Эл.- ты	Галенит (содержание в г/т)					
	№№ проб					
	321	330	340	348	349	350
Ni	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2
Ti	240	240	240	180	180	180
V	7,5	4,2	4,2	4,2	4,2	5,6
Cu	1000	130	130	7500	130	130
Pb	основа	основа	основа	основа	основа	основа
Ag	180	180	180	180	180	180
Sb	1800	4200	1800	1800	1800	750
Bi	130	560	100	56	750	24
As	750	750	750	1000	1800	320
Zn	32000	5600	100000	5600	5600	24000
Cd	130	100	320	56	75	100
Au	10	24	-	10	10	10
Te	-	-	-	-	-	-
Mo	5,6	10	5,6	5,6	3,2	5,6
In	4,2	-	2,4	-	3,2	4,2
Tl	-	-	-	-	-	-
Эл.- ты	Галенит (содержание в г/т)					
	№№ проб					
	352	353	355	357	319	Среднее по 22 пробам
Ni	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	3,8
Ti	240	240	320	320	240	196,5
V	7,5	7,5	4,2	4,2	-	3,35
Cu	32000	13000	560	5600	2400	4587
Pb	основа	основа	основа	основа	основа	основа
Ag	180	130	130	130	100	214,4
Sb	4200	1800	4200	4200	4200	3987
Bi	75	75	56	75	75	277,3

Продолжение 8 таблицы 13

Эл.- ты	Г а л е н и т (содержание в г/т)					
	№№ проб					
	352	353	355	357	319	Среднее по 22 пробам
As	2400	420	320	1800	5600	1273,2
Zn	5600	4200	42000	32000	13000	2,1%
Cd	42	42	130	130	100	210,3
Au	10	10	10	13	10	18,1
Te	-	-	-	-	-	16,32
Mo	5,6	3,2	5,6	5,6	3,2	3,87
In	-	-	-	13	4,2	2,78
Tl	-	-	-	-	-	6,4
Эл.- ты	Г а л е н и т (содержание в г/т)					
	№№ проб					
	322	329	347/1	347/2	348	Среднее по 22 пробам
Ni	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2	3,8
Ti	240	240	240	240	240	196,5
V	-	-	-	-	4,2	3,35
Cu	420	130	100	100	1000	4587
Pb	основа	основа	основа	основа	основа	основа
Ag	75	420	75	56	560	214,4
Sb	5600	4200	1000	750	1800	3987
Bi	130	75	100	130	24	277,3
As	2400	750	320	420	750	1273,2
Zn	10000	10000	10000	7500	750	2,1%
Cd	100	320	180	75	56	210,3
Au	24	24	10	10	-	18,1
Te	-	-	-	-	-	16,32
Mo	5,6	5,6	3	3,2	3,2	3,87
In	-	-	10	10	10	2,78
Tl	13	10	-	10	100	6,4

Продолжение 9 таблицы 13

Эл.- ты	антимонит+сульфосоли (содержание в г/т)				
	№№ проб				
	163	170	257	262	265
Ni	-	-	-	-	5,6
Co	-	-	-	-	-
Ti	42	130	180	320	750
V	3,2	32	-	-	-
Cu	3200	3200	13000	75000	32000
Pb	24000	24000	основа	3200	основа
Ag	100	100	180	240	320
Sb	основа	основа	560	56000	32000
Bi	18	32	2400	1800	32
As	3200	5600	560	7500	1300

Эл-ты	антимонит+сульфосоли (содержание в г/т)					
	№№ проб					
	163	170	257	262	265	
Zn	7500	10000	основа	основа	основа	
Cd	180	240	3200	4200	320	
Sn	-	-	-	-	-	
Au	130	180	-	-	-	
Te	1,8	1,8	-	320	-	
Mo	-	-	-	-	3,2	
In	1,0	-	-	-	-	
Эл-ты	Антимонит (содержание в г/т)			Турмалин (содержание в г/т)		
	№№ проб					
	354/1	354/2	356	289/91	284	286
Ni	4,2	4,2	4,2	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-
Ti	240	240	240	10000	7500	7500
V	-	-	-	560	560	560
Cu	13000	5600	5600	56	32	100
Pb	10000	32000	32000	1300	-	-
Ag	240	180	240	-	-	-
Sb	основа	основа	основа	-	-	-
Bi	10	75	10	-	-	-
As	2400	2400	2400	100	-	-
Zn	2400	100000	18000	240	130	32
Cd	32	130	100	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-
Au	32	10	18	-	-	-
Te	-	-	-	-	-	-
Mo	4,2	4,2	4,2	-	-	-
In	-	10	-	-	-	-

Пирротин, борнит, арсенопирит, реальгар, аурипигмент, марказит и другие минералы характеризуются небольшим разнообразием ассоциаций минералов и имеют резко ограниченное распространение.

Приведенные в таблицах 12,13 результаты приближенно-количественного спектрального анализа концентратов главнейших рудообразующих минералов Марджанского месторождения хорошо согласуются с данными микроскопических исследований. Согласно полученным данным, наиболее высокие концентрации золота приурочены к антимониту с сульфоантимонитом – до 130-180г/т, галениту и пириту – до 130г/т.

Следующим минералом-носителем золота является сфалерит, но в нем содержание золота низкое, в среднем составляет 1,15г/т, хотя пределы его колебания весьма велики – от следов до 18г/т. В пирите содержание золота в среднем составляет 27,8г/т, максимальное содержание – 130г/т. Согласно данным приближенно-количественного спектрального анализа, содержание золота в сфалерите обычно ниже чувствительности метода. По содержанию серебра на первом месте стоит галенит – от 10г/т до 1000г/т, в среднем 214,4г/т; затем идут: антимонит – до 240г/т, в среднем 220г/т; значительно беднее серебром сфалерит, в нем содержание серебра колеблется в пределах от 18г/т до 240г/т, в среднем 91,8г/т; в пирите – от 24г/т до 130г/т, в среднем 43,8г/т. Заслуживает внимания сравнительно высокое содержание висмута в галените (от 24г/т до 1800г/т, в среднем 277,3г/т), на втором месте по содержанию висмута стоит пирит. В нем содержание этого элемента колеблется от следов до 4200г/т, в среднем 43,8г/т. Сравнительно бедны висмутом антимонит (от 10 г/т до 75 г/т, в среднем 31,7 г/т) и сфалерит в среднем 14,2 г/т (табл. 12,13). Из числа редких и рассеянных элементов в концентратах рудных минералов повышенные содержания образует кадмий, который свои максимальные концентрации (до 1%, в среднем 0,63%) образует в сфалерите, затем идут: халькопирит (580г/т), галенит (от 42г/т до 320г/т, в среднем 210г/т), антимонит (от 32г/т до 130 г/т, в среднем 87,3 г/т), пирит (от следов до 130г/т, в среднем 28г/т).

Установлены также небольшие содержания таллия в галените (от 2,4г/т до 18г/т, в среднем 9,7г/т) и антимоните (1,8г/т), а также индия в сфалерите (от 4,2 до 13г/т, в среднем 8г/т) и антимоните (1,2г/т).

Сложность состава руд во многом обусловлена наложением друг на друга продуктов нескольких стадий и этапов минерализаций. Для Марджан-Мазмазакского рудного поля (Аревисского месторождения) А.И. Карапетяном были выделены два этапа и пять стадий минерализаций [38]; Р.Р. Шахбазян и др. в формировании руд собственно Марджанского месторождения выделяют 4 стадии минерализации; М.А. Кукулян [30] – два этапа и восемь стадий минерализации (6 стадий в первом этапе и 2 стадии во втором).

Изучение собранного авторами настоящей работы дополнительного фактического материала из подземных горных выработок Марджанского месторождения и обобщение накопленных данных позволяет в пределах собственно Марджанского месторождения выделить следующие стадии минерализации.

1. *Пиритовая стадия.* Представлена главным образом маломощными (до 5см) прожилками, сложенными пиритом. Развита они в зальбандах главных рудных жил, иногда образуют гнездообразные, линзообразные и другого типа скопления, в минеральном составе которых, кроме пирита, в небольшом количестве спорадически встречаются пирротин, халькопирит, блеклая руда (теннантит, тетраэдрит), магнетит, которые образуют микроскопические выделения в полях пирита. Характерно дробление пирита, который нередко цементируется минералами более поздней стадии. Местами вдоль зальбандов жил полиметаллического состава образуются небольшие по размерам линзообразные скопления пирит-пирротин-халькопирит-теннантит-тетраэдритовой ассоциации минералов.

Результаты определения содержаний Au в Ag различных типах руд и концентратах минералов Марджанского месторождения атомно-абсорбционным и calorиметрическим методами

Таблица 14

№№ пр	Тип руд и место взятия проб	№№ проб	Элементы					
			Au*	Au**	Ag*	Se	Te	Bi
1.	Богатая галенином руда шт.3	319	3,75	0,25	352,0			
2.	Убогая руда шт.3 зона разлома	320	1,50	0,40	2,66			
3.	Мелкозернистая пирит-галенит-сфалерит-блѣклая руда шт.3	321	3,75	0,3	2,40			
4.	— " — —	322	5,75	0,5	1,30			
5.	— " — —	324	3,75	0,1	3,46			
6.	— " — —	375	3,75	0,05	3,46			
7.	Пиритовая руда, шт.3, штр.5а, 185м	327	0,12	0,1	1,30			
8.	— " — —	328	0	0,35	1,10			
9.	Убогая руда с тур., галенином, шт.3, штр.3а, 157м	329	2,50	0,5	1,20			
10.	— " — —	330	1,12	0,15	1,30			
11.	Полимет.руда шт.3, рас.5, 160м	331	3,75	0,5	1,60			
12.	— " — —	332	5,00	0,27	280,0			
13.	Полимет.руда. Р.ш№1, рас.7, инт. 5-6м.	333	2,62	0,5	1,60			
14.	— " — — инт.7м	334	1,87	0,13	7,78			

№№ п/п	Тип руд и место взятия проб	№№ проб	Элементы					
			Au*	Au**	Ag*	Se	Te	Bi
15.	Полимет.руда шт.3, штр.3а, Р.ш.№1, 285м.	335	7,50	1,9	280,0			
16.	– "–" – инт.361м	336	3,75	38	3,20			
17.	– "–" – рас.13,3м	337	1,75	1,9	3,20			
18.	– "–" –	338	2,18	1,9	1,80			
19.	– "–" – инт.13м	339	3,12	1,0	3,20			
20.	Богатая галенином руда. Р.ш.№1	340	5,62	7,0	16,0			
21.	Полиметаллическа руда шт.3	249	-	1,2				
22.	– "–" –	250	-	0,9				
23.	– "–" – шт.4	251	-	0,6				
24.	– "–" –	252	-	0,9				
25.	– "–" –	253	-	0,7				
26.	– "–" –шт.8	254	-	1,6				
27.	– "–" –	255	-	16				
28.	– "–" –	256	-	0,7				
29.	– "–" –	257	-	1,2				
30.	– "–" –шт.3	258	-	1,0				
31.	– "–" –	259	-	0,7				
32.	– "–" –	260	-	0,4				
33.	– "–" –	261	-	2,0				
34.	– "–" –	262	-	0,9				
35.	– "–" –	263	-	5,0				
36.	– "–" –	264	-	6,0				
37.	– "–" –	265	-	8,0				
38.	– "–" –	266	-	3,5				
Коллективные концентраты рудных минералов								
39.	Из богатой галенином руды шт.3	319	-	-	640,0	80	16	88
40.	Из мелкозер.полимет.руды	321-323	4,87	-	426,66	12	12	40
41.	Из убогой руды с гал., пиритом, шт.3, штр.3а	329-330	1,66	-	141,53	не об.	4,0	150
42.	Из полимет.руды шт.3, рас.5, 160м	331-332	2,75		136,0	не об.	не об.	
43.	Из полимет.руды р.ш.№1, рас.5, шт.51	333-334	-		711,03	не об.	8,0	36
44.	Из полимет.руды р.ш.№1, шт.3, инт.3а 285м.	335-336	6,37		689,65	50	14	130
45.	– "–" –	337-338	2,90	-	385,88	5	20	80
46.	Из полимет.руды "–" шт.13.	339	-		95,55	3,0	14	200
47.	Из богатой галенином руды р.ш.№1	340	5,12		18,28	7,0	40	110

№№ пр	Тип руд и место взятия проб	№№ проб	Элементы					
			Au*	Au**	Ag*	Se	Te	Bi
48.	Из полимет. руды р. ш. №6, шт.4, штр.3, рас.16.	345-347	1,25		426,66	1,0	4,0	200
49.	— " — —	348-350	7,00		524,13	12	22	74
50.	Из полимет. руды, шт.№4, шт.3, р.35.	351-353	0,75		5,66	25	14	280
51.	Из антимонитовой руды, уст. шт.№2	354-356	4,87		886,15	10	6,0	120
52.	Из полимет. руды шт.2, штр.1, инт.30м.	357-358	6,87		524,13	30	150	200
Концентраты минералов								
53	Пирит из бог.сульф.руды шт.8, ств.104 р.ш.№5	259	-	3,2				
54.	Пирит из мас.пирит.руды, шт.8, ств.240м	261	-	1,6				
55.	— " — —	266	-	20				
56.	Из полимет.руды шт.8	167-168	-	1,0				
57.	— " — —	169-170	-	0,1				
58.	Пирит из мас.пирит.руды, шт. 8, ств.240м	164-164	-	1,0				
59.	Сфалерит шт.5 ствол 185м							
60.	— " — шт.5 ствол 200м	253		1,5				
61.	— " —	254	-	1,0				
62.	— " — инт.320м	255	-	2,5				
63.	— " —	256	-	1,6				
64.	— " — шт.3, штр.3а, ж.1, инт. 330м	263	-	1,7				
65.	— " — шт.5	264	-	8,0				
66.	— " — шт.5, инт.285м	265	-	1,0				
67.	Галенит из полимет.руды шт.8	169-170	-	1,6				
68.	Блеклая руда из оч. бог. сфал. руды шт.8	265	-	0,7				
69.	— " —	257	-	1,0				
70.	Халькопирит из мас. пирит. руд. ст. шт.5	258	-	6,0				
71.	Сульфоантимониты из пирит- сульфоантимонитовой руды, шт.8	262	-	2,0				
72.	Антимонит из полимет. руды шт.8	168	-	24,0				

*/Атомно-абсорбционный метод

**/Колориметрический метод (бриллиантовой зеленью)

Микроскопические включения сфалерита и халькопирита в пирите обуславливают повышение содержания в нем цинка (до 0,5-1,8%) и меди (до 0,2-0,5%). Значительно ниже в нем содержание свинца (до 0,05-0,01%) и мышьяка (до 0,18-0,24%). В отдельных пробах пирита установлены также сравнительно небольшие содержания сурьмы (до 0,005-0,05%), кадмия (до 0,003-0,018%), висмута (0,0004-0,0013%).

Содержание (в г/т) элементов-примесей в пиритовом концентрате из пиритовой стадии минерализации Марджанского месторождения

Таблица 15

Эл.- ты	№№ проб				
	58/1/83	58/2/83	58/3/83	59/83	61/83
Ni	-	-	-	7,5	5,6
Co	-	100	100	750	130
Ti	130	320	420	320	420
V	-	-	-	-	-
Cu	240	240	240	320	130
Pb	130	100	180	4,2	4,2
Ag	3,2	-	-	-	3,2
Sb	-	-	-	-	-
Bi	-	-	-	-	-
As	100	1000	1000	1000	320
Zn	240	1000	32	32	32
Cd	-	-	-	-	-
In	-	-	-	-	-
Эл. ты	№№ проб				
	63/83	64/83	65/83	164/84	165/84
Ni	4,2	-	-	7,5	7,5
Co	100	100	42	3,2	130
Ti	750	560	240	320	750
V	-	-	-	10	3,2
Cu	240	180	240	5600	2400
Pb	4,2	-	4,2	1300	420
Ag	3,2	3,2	3,2	24	24
Sb	-	-	-	560	56
Bi	-	-	-	13	4,2
As	420	240	320	1800	2400
Zn	32	32	30	18000	560
Cd	-	-	-	180	32
In	-	-	-	13	7,5

Таким образом, рудные жилы рассматриваемого месторождения характеризуются весьма сложным составом, что достаточно отчетливо заметно на рисунках 33-39, построенных по данным при-

ближенно-количественных спектральных анализов руд и концентратов рудных минералов.

По данным приближенно-количественного спектрального анализа, в пиритовом концентрате из этой стадии минерализации (табл. 15) содержания золота и серебра низкие (Au ниже 2-3г/т, Ag не превышает 3-4г/т, в отдельных пробах оно достигает 20-25г/т).

2. *Полиметаллическая стадия* является главнейшей продуктивной стадией минерализации, представленной жилами кварц-пирит-сфалерит-галенит-сульфосолевого состава и сопровождающимися их прожилково-вкрапленными зонами.

Количественно-минеральный состав руд этой стадии сильно меняется. Местами развита кварц-сфалеритовая, кварц-галенит-сфалеритовая и др. ассоциации. Обычно в составе руд участвуют сульфосоли, но нередко они почти полностью отсутствуют.

Продукты полиметаллической стадии слагают основную массу главнейших рудных тел. В минеральном составе руд этой стадии, кроме основных рудных минералов, участвуют также блеклые руды (главным образом, теннантит, меньше тетраэдрит), спорадически в небольших количествах встречаются также халькопирит, арсенопирит, борнит, халькозин, энаргит, кюстелит. Характерна эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите.

С глубиной количественные соотношения, слагающие эту стадию минералов, существенно меняются, возрастает количество медных минералов, в частности, халькопирита, теннантита, тетраэдрита, уменьшается относительная роль галенита.

Температура образования руд этой стадии, согласно определениям О.Г. Маданяна [31], по двухфазным газожидким включениям составляет 230-280°C.

В таблице 16 приведены результаты анализов минеральных концентратов полиметаллической стадии.

Как в руде, так и в мономинеральных фракциях содержание золота обычно ниже чувствительности приближенно-количественного спектрального анализа.

В отдельных пробах галенита содержание его достигает 130г/т. Содержание серебра в руде (штучные пробы) колеблется от

10г/т до 180г/т. Сравнительно богат серебром галенит, в нем содержание серебра достигает 240г/т.

В полиметаллических рудах содержание сурьмы (до 750г/т) значительно выше содержания мышьяка (до 180г/т).

В отдельных пробах галенита держание висмута достигает 1800г/т.

В тяжелой фракции установлен индий до 32г/т, а в сфалерите и галените содержание этого элемента соответственно составляет 13г/т и 10г/т.

Содержание (в г/т) элементов-примесей в пиритовом концентрате из пиритовой стадии минерализации Марджанского месторождения

Таблица 16

Элементы	Содержание в г/т									
	руда			пирит	сфалерит	75/83	169/84	халькопирит	галенит	
	66/83	75/83	75/83	169/8	66/83	-	-	66/83	66/83	169/84
Mo	-	3,2	-	-	-	2400	3200	-	-	2,4
Cu	18000	1000	1200	2400	320	4200	1800	основа	1300	7500
Pb	56000	240	1000	1300	3200	240	100	32000	основа	основа
Ag	100	180	240	18	5,6	2400	3200	18	240	100
Sb	180	750	2400	3200	30	-	10	100	240	10000
Bi	-	-	4,2	75	-	10001	560	-	13	1800
As	-	180	1000	420	-	основа	основа	420	-	2400
Zn	основа	основа	основа	5600	основа	10000	10000	24000	основа	4200
Cd	24001	1000	5600	18	10000	-	-	130	1000	180
Tl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	13
Au	-	-	-	-	-	-	13	-	-	130
Hg	-	-	-	-	-	-	13	-	-	-
In	-	-	32	-	-	-	-	-	10	-
Sn	-	-	-	13	10	75/83	169/84	-	-	-

3. Сульфоантимонитовая стадия проявлена менее интенсивно, чем полиметаллическая, но продукты ее, главным образом, развиты в тех же структурах, что и продукты полиметаллической стадии, тем самым обуславливая наложение их на рудах полиметаллической и пиритовой стадий и образование руд весьма слож-

ного состава. Детальными микроскопическими исследованиями в рудах этой стадии установлено большое число сульфосолей, среди которых особое место занимают медно-свинцово-сурьмянистые (бурнонит), медно-свинцово-мышьяковистые (зелигманит), свинцово-сурьмяно-мышьяковистые (геокронит, шульцит), свинцово-сурьмянистые (буланжерит, *Sb* – дюфренуазит, цинкенил, семсейит, джемсонит), свинцово-мышьяковистые (дюфренуазит, *As* – цинкенил, йорданит) руды. Они обычно находятся в ассоциации с медно-сурьмянистыми сульфосолями (тетраэдрит, фаматинит?), которые нередко образуют сростания с галенитом, сфалеритом, антимонитом, медно-мышьяковистыми сульфосолями (теннантит, энаргит, лацонит). Очень редко в этой ассоциации встречается также самородное золото, кюстелит, гессит, петцит, креннерит, сильванит, нагиагит.

Результаты приближенно-количественного спектрального анализа руд и концентратов рудообразующих минералов этой стадии приведены в таблице 17. Они в целом согласуются с данными микроскопических исследований руд рассматриваемой стадии. В частности, это касается сравнительно большой обогащенности их золотом и серебром по сравнению с продуктами других стадий минерализации.

Так, в концентрате, состоящем, главным образом, из сульфосолей, содержание золота колеблется в пределах от 130г/т до 180г/т, при сравнительно меньшем содержании серебра (100г/т). В галените содержание серебра значительно выше (420-560г/т).

Любопытно, что в галените повышенные концентрации образуют также и теллур (320г/т), висмут (1-1,3%). В сульфосолях и галените концентрируются также таллий. В сфалерите установлены: кадмий – от 0,32 до 1,0%, индий – до 320г/т, германий – до 5,6г/т.

Для рудных минералов этой стадии характерны значительные колебания состава. Так, по данным М. А. Кукуляна [30], в блеклых рудах содержание *Cu* колеблется в пределах от 23,91 до 49,1%, *Fe* – 0,0-2,9%, *Zn* – 0,0-9,9%, *Ag* – 0,0-20,0%, *Cd* – 0,0-1,0%, *As* – 0,29-22,8%, *Sb* – 0,0-28,78%, *S* – 22,88-32,37%. По его же дан-

**Результаты приближенно-количественного спектрального анализа
тяжелых фракций руд и концентратов главнейших рудных
минералов сульфантимонитовой стадии Марджанского
месторождения**

Таблица 17

Эл.- ты	пирит (в г/т)				
	77/83	78/83	77/83/2	78/83	77/83
Mo	-	-	-	-	-
Cu	7500	2400	5600	3200	75000
Pb	основа	32000	42000	56000	32000
Ag	320	130	240	130	56
Sb	7500	2400	3200	3200	100
Bi	750	75	100	130	130
As	1300	750	1300	1300	1800
Zn	основа	основа	основа	основа	7500
Cd	4200	4200	3200	7500	-
Sn	18	-	10	24	-
Hg	3,2	-	-	-	-
Au	-	-	-	-	-
In	-	100	75	3,2	-
Ge	-	-	-	-	-
Te	-	-	-	-	-
Tl	-	-	-	-	-
Эл.- ты	пирит				сфалерит
	78/83	167/84	168/84	77/83	78/84
Mo	-	-	-	-	3,2
Cu	560	5600	1300	420	320
Pb	3200	560	420	320	130
Ag	32	32	18	32	18
Sb	180	2400	750	180	75
Bi	-	75	32	30	-
As	750	750	560	100	-
Zn	3200	5600	5600	основа	основа
Cd	-	56	18	10000	3200
Sn	-	7,5	13	18	18
Hg	-	-	-	10	3,2
Au	-	-	-	-	-
In	-	-	-	320	320
Ge	-	-	-	-	-
Te	-	-	-	-	-
Tl	-	-	-	-	-

Эл.-ты	Содержание в г/т						
	163/84	166/84	168/84	77/83	78/84	164/84	170
Mo	0,32	-	-	-	-	0,75	0,42
Cu	750	180	3200	5600	3200	3200	3200
Pb	75	560	10000	основа	основа	24000	24000
Ag	42	18	100	420	560	100	100
Sb	130	320	1000	4200	7500	10000	10000
Bi	10	5,6	10	13000	10000	18	32
As	1000	560	560	2400	2400	3200	5600
Zn	основа	основа	основа	32000	18000	7500	10000
Cd	10000	10000	10000	130	100	180	240
Sn	32	-	56	-	-	-	-
Hg	13	75	42	-	-	-	-
Au	-	-	-	-	10	130	180
In	4,2	-	5,6	-	10	1	-
Ge	5,6	-	5,6	-	-	-	-
Te	-	-	-	320	320	-	-
Tl	-	-	-	13	10	1,8	1,8

ным в пределах месторождения проявлена минералого-геохимическая зональность, выраженная в изменении химического состава блеклых руд и бурнонит-зелигманитового твердого раствора при переходе от центральных частей жил к флангам: богатые серебром тетраэдриты и сурьмянистые разности бурнонит-зелигманитового ряда концентрируются на флангах рудных жил.

4. *Антимонитовая стадия* в основном имеет самостоятельное, но ограниченное развитие, проявлена в виде маломощных жил с радиально-лучистыми кристаллами антимонита в кварце в верхних горизонтах и прожилков также с радиально-лучистым антимонитом, но меньших размеров, ассоциирующих с цинкенимом, в том числе *As*-цинкенимом, внизу. Под микроскопом устанавливаются войлокообразные, спутано-волокнистые структуры.

В составе антимонита (табл. 12,13,14,17) постоянно присутствует золото в количестве от 10 до 32г/т. Значительно выше содержание серебра (180-240г/т), сравнительно мало висмута (10-75г/т). В больших количествах и постоянно присутствуют свинец (1-3,2%), медь (0,56 до 1,3%).

Кроме этих стадий, выделяются также безрудные кварц-карбонатная (кальцит, анкерит) и баритовая стадии, которые образуют прожилки, гнездообразные и неправильные по форме скопле-

ния, иногда приуроченные к осевым частям рудных тел, нередко цементируя и частично замещая продукты сульфоантимонитовой, антимонитовой и других стадий минерализаций. Для кварц-карбонатных образований характерны крустификационные текстуры. Барит нередко представлен крупными пластинчатыми, шестоватыми кристаллами. Изучение [31] газожидких двухфазовых включений в барите (определения О.Г. Маданяна) показало температуру кристаллизации 90-100°C. По М.А. Кукуляну, в сколовых структурах, по которым смещены описанные выше полиметаллические жилы, локализована реальгар-аурипигментовая стадия минерализации, которая относится к более позднему – плиоценовому этапу. Мощность их до 20см, кроме основных минералов отмечены также марказит и энаргит. Нами в пределах собственно Марджанского месторождения реальгар-аурипигментовые не были встречены, но в его верхних горизонтах (в породах миоцена) встречена слабая сульфидная минерализация (пирит, галенит, сфалерит, реальгар, аурипигмент и др.), которая, возможно, относится к более позднему этапу оруденения, чем основное золото-сурьмяно-полиметаллическое оруденение.

Вместе с тем, нет достаточных оснований для однозначного решения вопроса оруденения Марджанского месторождения. Наличие оруденения в породах как палеогенового, так и неогенового возраста, на первый взгляд, может свидетельствовать о его неогеновом возрасте. Но такому решению вопроса может противоречить тот факт, что в пределах собственно Марджанского месторождения породы неогенового (ср. миоцен) этапа по степени рудоносности резко отличаются от пород палеогенового (эоцен-олигоцен ?) возраста.

При переходе от древних к молодым как по вертикали, так и по латерали интенсивность оруденения резко уменьшается. При этом устанавливается отчетливо проявление различия состава руд: если в пределах пород палеогенового этапа они характеризуются сложным минералого-геохимическим составом, то в породах неогена руды имеют сравнительно простой состав. Они маломинеральны и малокомпонентны.

Кроме того, если в палеогеновом этапе оруденение весьма тесно приурочено к дорудным дайкам определенного состава, то в породах неогенового этапа они совершенно отсутствуют – все это дает основание предполагать, что оруденение в своей значительной массе связано с гидротермальной деятельностью магматического очага, породившего дайки диорит-порфиритов (поздняя стадия палеогенового магматизма).

Результаты приближенно-количественных спектральных анализов различных типов руд (штупные пробы), тяжелых фракций и концентратов рудообразующих минералов Мазмазакского месторождения

Таблица 18

Элементы	Руда					Тяжелая фракция	
	Мазмазак I ущелье (19 проб)		Мазмазак II ущелье (Шахапонк) (11 проб)		сред. по I и II ущелью (30 проб)	Мазмазак (37 проб)	
	от до	сред.	от до	сред.		от до	сред.
Ni	не обн.-4	1,3	5,6-13	10,6	4,71	не обн.-10	2,78
Co	не обн.-100	12,0	13,18	31,3	1,22	не об.-130	25,46
Mo	не обн.-10	4,2	не об.-10	11,6	16,6	не об.-1%	993
Co	180-10%	2%	320-10%	2,9%	2,33%	56-5,6	64,9
Pb	750-10%	3,1%	100-2400	1100	2,0%	не об.-1,0%	1,68%
Ag	1-100	45,6	не об.-56	18,7	35,7	не об.-130	35,25
Sb	не обн.-2,4%	3755	не об.-4200	826,2	2682	не об.-1,8%	1558
Be	не обн.-1,8%	1409	не об.-13	8,8	895,6	не об.-750	51,9
As	320-2,4%	5747	не об.-10%	2,46%	1,26%	не об.-3,2%	2009
Zn	56-10%	5,8%	не об.-1300	388,6	388,6%	24-10%	3,3%
Cd	не обн.-560	218,2	не об.-25	2,5	139	не об.-2400	274
Te	не обн.-320	33,7	не обн.	не обн.	21,3	не опр.	не опр.
Tl	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не опр.	не опр.
Sn	не обн.-750	54,8	не об.-160	520	53,8	не обн.-100	9,5
Ge	не обн.-10	1,1	не обн.-3	0,4	0,84	не обн.-10	1,1
Ga	1,8-13	4,2	2,4-13	10,8	6,6	7-42	15,24
In	не обн.-10	8,3	не обн.-24	2,1	6,02	не обн.-100	9,62
Hg	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
Sr	не обн.-1000	171,9	180-750	504,2	293	не обн.-1800	448,4
Ba	не обн.-4200	687,8	420-1,8%	3575,7	1745	не обн.-10	7212
Au	не обн.-10	0,52	не об.	5	2,16	не обн.-10	0,27
B	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	-		

Эл-ты	Пирит		Галенит		Сфалерит		Турмалин	
	Мазмазак (10 проб)		Мазмазак (4 пробы)		Мазмазак (4 пр.)		Мазмазак (5 пр.)	
	от до	сред.	от до	сред.	от до	сред.	от до	сред.
Ni	не обн.-4	0,8	не обн.-4,2	0,93	4,2	4,2	не обн.	-
Co	не обн.-420	48	не обн.	-	не обн.	-	не обн.-18	3,6
Mo	3-130	76	5,6	56	4,2-5,6	5,25	не обн.	-
Cu	2400-32%	1,26%	2400-5600	4533	1000-2400	2050	32-180	60
Pb	1,0-10	4,65%	10	10	1300-7,5%	2,96%	4,2-1300	272
Ag	24-100	55	75-420	208,3	56-180	110	не обн.	-
Sb	не обн.-4200	1100	180-4200	3067	130-1000	546	не обн.	-
Be	не обн.-560	248	320-1000	690	24-180	78,5	не обн.-100	20
As	320-4200	1529	450-1300	1117	320-2400	1317	не обн.-240	74
Zn	560-7,5%	2,16%	1000-7500	4700	10%	10%	не обн.-130	50
Cd	не обн.-240	64,2	75-130	101,6	7500-1%	8750	не обн.	-
Te	не обн.	-	не обн.	-	не обн.	-	не обн.	-
Tl	не обн.	-	не обн.	-	не обн.	-	не обн.	-
Sn	не обн.-18	3,8	не обн.-13	4,3	24-100	70	не обн.	-
Ge	не обн.-56	1,2	не обн.	-	24-56	42	не обн.	-
Ga	не обн.-18	6,2	не обн.-1,3	0,86	32-180	120,9	7,5	26,2
In	не обн.-24	6,8	2,4-3,2	2,93	240-560	530	не обн.	-
Hg	не обн.	-	не обн.	-	13-24	177	не обн.	-
Sr	не обн.-180	39	не обн.	-	не обн.-180	45	32-420	168,4
Ba	не обн.-75	7,5	не обн.	-	не обн.-32	8	не обн.	-
Au	не обн.-10	1,0	не обн.-42	10,5	не обн.	-	не обн.	-
B	не обн.	-	не обн.	-	не обн.	-	-	-

Другая часть оруденения, по-видимому, связана с ранней стадией неогенового магматизма, ознаменовавшаяся здесь образованием даек кварц-порфиров. Формирование рудной минерализации завершается образованием реальгар-аурипигментовых руд, которые, вероятно, связаны с очагами субвулканических тел базальтов.

Эти три этапа оруденения соответствуют трем основным этапам формирования структуры рудного поля Марджанского месторождения. Наиболее ранний из них ознаменовался интенсивным складкообразованием и заложением Салвард-Ордубадского разлома [35,31], когда преобладали СВ сжимающие усилия, приведшие к возникновению СЗ нарушений. Второй этап ознаменовался СЗ сжимающими усилиями, образованием даек, дальнейшим формированием рудных тел и внедрением малых интрузий кварц-порфиров.

Третий, завершающий этап характеризуется сжимающими усилиями СЗ простираия, внедрением экструзивных тел и проявлением сравнительно низкотемпературной рудной минерализации. В течение этих этапов происходит некоторая реверсия осей основных рудоносных структур и миграция центров рудообразования к северу. В соответствии с этим к северу от Марджанского месторождения интенсивность более позднего оруденения возрастает.

Сопоставление минерального состава продуктов различных стадий и этапов минерализации дает основание говорить об определенном их родстве. Многие из рудных минералов и элементов в качестве главнейших рудообразующих участвуют в составе 2-3 стадий минерализации.

Третий, завершающий этап характеризуется сжимающими усилиями СЗ простираия, внедрением экструзивных тел и проявлением сравнительно низкотемпературной рудной минерализации. В течение этих этапов происходит некоторая реверсия осей основных рудоносных структур и миграция центров рудообразования к северу. В соответствии с этим к северу от Марджанского месторождения интенсивность более позднего оруденения возрастает.

4.1.2. Мазмазакское месторождение золото-сурьмяно-полиметаллических руд

Находится в среднем течении одноименного притока реки Салвард в 5-5,5 км к западу от села Аревис и в 3,5 км к северо-северо-западу от Марджанского месторождения. Оруденение локализовано в породах средне-верхнеэоценового возраста, слагающих Капутджухский сложнофациальный комплекс, сложенный базальтами, андезито-базальтами, андезитами, прорывающими их интрузивными телами вулканической ассоциации гипабиссальной и приповерхностной фаций. Оруденение приурочено к полям интенсивного проявления даек плутонической ассоциации диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров. Подчиненное развитие имеют дайки вулканической ассоциации – базальтовые, андезитовые, диабазовые порфириты, кварцевые (аметистовые) порфиры (рис. 36).

Оруденение представлено полиметаллическими и пирит-энаргитовыми маломощными (до 15-25 см) жилами, гнездообразными

ми телами, а также прожилково-вкрапленными зонами турмалиновой, медно-молибденовой и реальгар-аурипигментовой минерализации. В составе полиметаллических жил участвуют пирит, сфалерит, галенит, теннантит, тетраэдрит, очень мало – бурнонит, геокронит, цинкеннит, джемсонит, антимонит, буланжерит, дюфренуазит, борнит, халькозин, марказит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, магнетит, реальгар, аурипигмент, *Ag* самородное, *Au* самородное. В одном из аншлифов (№152/84) в полях энаргита были встречены включения минерала, напоминающего алтаит. В пирит-энаргитовых рудах широко развит мельниковит-пирит, встречаются теннантит, люционит.

Другими авторами отмечены также германит и реньерит, которые, однако, как нам кажется, нуждаются в проверке, ибо эти руды, концентраты их рудных минералов и мономинеральные фракции энаргита характеризуются очень низкими содержаниями германия (таблица 19). Лишь в сфалерите содержание германия колеблется в пределах тысячных долей процента, что далеко недостаточно для образования собственных минералов германия.

Содержание благородных элементов в рудах и минеральных концентратах сравнительно высокое. Наиболее богаты золотом галенит, серебром – галенит и энаргит, содержание золота в галените достигает 42г/т, энаргите: 100-30г/т (таблицы 19,20).

Энаргит нередко образует тесные сростания со сфалеритом, который обуславливает повышенные содержания цинка и кадмия в энаргите. Последний, кроме того, характеризуется также сравнительно повышенным содержанием висмута (до 0,1-0,3%), сурьмы (до 0,1%), олова (до 0,1%). В целом по сравнению с рудами Марджанского месторождения руды Мазмазакского месторождения значительно больше содержат висмут, мышьяк, медь.

Кроме минерального состава, устанавливаются значительные различия в геохимических особенностях их минералов. В частности, содержания элементов-примесей в пирите из различных участков значительно отличаются друг от друга.

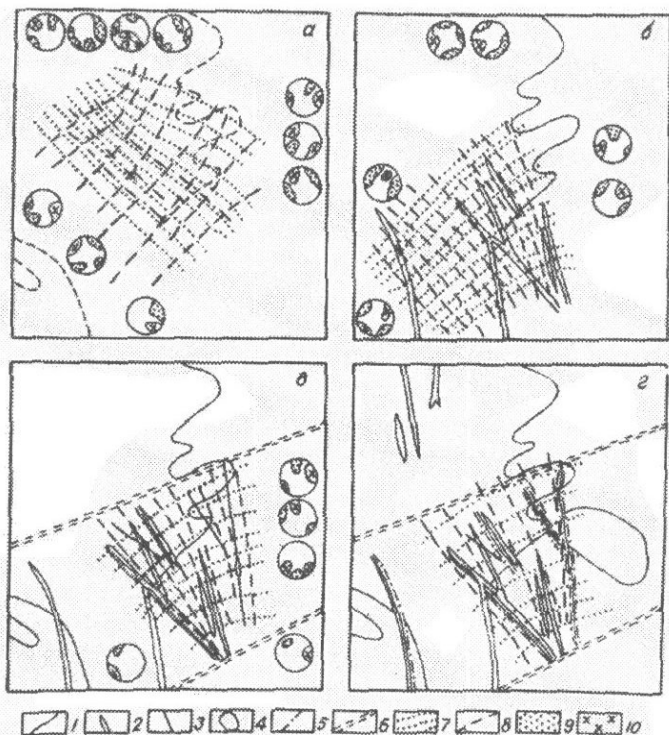


Рис.35. Геодинамическая схема направлений осей минимальных и максимальных главных нормальных напряжений на различных этапах формирования Марджанского месторождения: *а* – первый этап (складкообразование и зарождение СЗ рудоносных структур), *б, в* – второй этап (внедрение даек и дальнейшее развитие, раскрытие рудоносных структур), *г* – третий этап (раскрытие заполненных рудной минерализацией структур, наложение поздней рудной минерализации). Условные обозначения: 1 – границы пород, 2 – дайки, 3 – рудные тела, 4 – субвулканическое тело, 5 – тектонические нарушения, 6 – зоны трещиноватости, 7-8 – траектории главных нормальных осей напряжений (7-маx, 8-min), 9-10 оси главных нормальных напряжений (9-маx, 10-min). По М.А. Кукуляну [31] с дополнениями и изменениями А.И. Карапетяна.

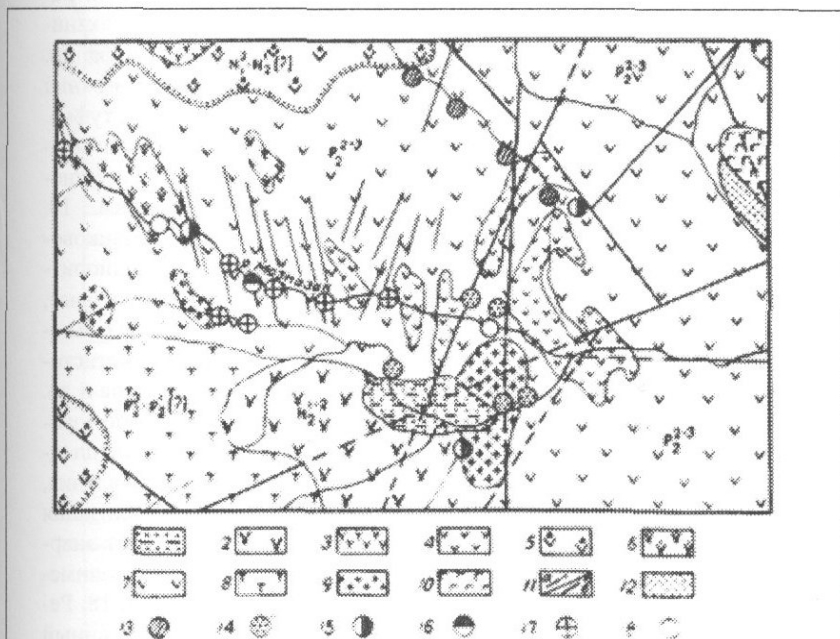


Рис. 36. Схематическая геологическая карта рудного поля Мазмазакского месторождения сурьмяно-полиметаллических, мышьяковых и турмалиновых руд. Масштаб 1:25.000 (по А.И. Карапетяну и О.П. Гуюмджяну). Условные обозначения см. стр.212.

1. *Верхний плиоцен*. Вулканотерригенные конгломераты, гравелиты и песчаники (Мазмазакская свита). 2. *Верхний миоцен*. Андезиты, андезито-дациты (купола, некки, лавовые потоки). 3. *Средний-верхний миоцен* (Салвардская свита). Базальты, андезитобазальты, андезиты и пироксеновые лавовые потоки, лавобрекчии и туфы. 4. *Средний-верхний плиоцен*. Кварцевые микродолериты и микродиабазы, кварцевые андезиты. Интрузивные тела вулканической ассоциации ущелья р.Мазмазак и г.Аражин. 5. *Нижний средний миоцен*. Лавовые брекчии, вулканические туфы андезитов, андезитодацитов и дацитов (средне-крупнообломочные агломератовые и глыбовые) (Камрчакская свита). 6. *Нижний миоцен(?)*. Кварцевые микромонзонит-порфиры, кварцевые микросиенит-порфиры. Интрузивные тела плутонической ассоциации ущелья р.Мазмазак (са-

мостоятельные малые интрузии). 7. *Средний-верхний(?) эоцен*. Базальты, андезитобазальты и андезиты. Интрузивные тела вулканической ассоциации гипабиссальной и приповерхностной фации. Капутджухский сложнофациальный комплекс. 8. *Средний-верхний(?) эоцен*. Базальты, андезиты (лавы, агломератовые лавы, туфы). Гехакарская свита, нерасчлененная, нижняя часть. 9. *Нижний миоцен*. Порфиroidные адамеллиты, гранодиориты и кварцевые диориты. Поздняя фаза гранит-гранодиоритового комплекса. 10. *Нижний олигоцен*. Габбро-роговообманковые, роговообманково-пироксеновые кварцевые. Породы ранней фазы габбро-диорит-гранодиоритового комплекса. 11а. Дайки диорит-порфирировые, гранодиорит-порфирировые (плутоническая ассоциация), базальтовые, андезитовые, диабазовые порфириты, кварцевые (аметистовые) порфиры (вулканическая ассоциация); б. Зоны разломов и др. дизъюнктивные нарушения. 12. Базифицированные контактово-метасоматические породы. 13. Зоны с кварц-пиритовой (вкрапленной) минерализацией. 14-18. Месторождения, рудопроявления, "точки" минерализации. 14. Медно-молибденовая минерализация (маломощные жилы, прожилки, вкрапленность). 16. Пирит-энаргитовое оруденение (гнезда, жилы, вкрапленность). 17. Полиметаллическое оруденение (жилы, прожилки, вкрапленность). 18. Реальгар-аурипигментовое оруденение (прожилково-вкрапленный тип).

Содержание некоторых элементов-примесей в концентратах рудообразующих минералов Мазмазакского месторождения

Таблица 19

Эл.-ты	Содержание в г/т					
	Пирит					
	148	149	150	150а	151	152
Ni	100	75	10	24	56	32
Co	180	100	42	100	56	18
Ti	56	320	56	130	320	320
V	5	13	5,6	5,6	10	10
Cu	750	750	32	180	750	560
Pb	18	130	3,2	18	750	13
Ag	1	3,2	0,75	1,3	24	1,8
Sb	-	24	-	-	420	10
Bi	-	5,6	1,0	10	18	5,6
As	-	-	-	-	240	-
Zn	-	130	130	18	5600	240
Cd	-	-	-	-	18	-
Su	-	-	-	-	-	-
Tl	-	-	-	-	-	-

Продолжение 1 таблицы 19

Эл.-ты	Содержание в г/т					
	Пирит					
	148	149	150	150а	151	152
Au	-	-	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-
Ge	-	-	-	-	-	-
Ga	-	-	-	-	-	-
In	-	-	-	-	-	-
Hg	-	-	-	-	-	-
Эл.-ты	153	154	155	156	157	158
Ni	-	-	32	32	7,5	32
Co	-	-	100	130	7,5	32
Ti	560	750	320	750	180	180
V	5,6	10	10	10	5,6	10
Cu	2400	18000	560	560	420	560
Pb	18	420	420	180	42	180
Ag	1,8	13	10	18	0,4	13
Sb	24	420	56	240	-	180
Bi	1,8	1,8	18	24	1,0	5,6
As	750	4200	4200	750	2400	750
Zn	130	750	4200	2400	130	240
Cd	-	-	4,2	5,6	-	-
Sn	5,5	24	-	-	2,4	2,4
Tl	-	-	-	-	-	-
Au	-	-	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-
Ge	-	-	-	-	-	-
Ga	-	-	-	-	-	-
In	-	-	-	-	-	-
Hg	-	-	-	-	-	-

Продолжение 2 таблицы 19

Эл.-ты	Содержание в г/т					
	галенит	сфалерит		реальгар		энгарит
	155	155	155	156	148	150
Ni	3,2	-	-	-	10	-
Co	3,2	-	-	1,0	-	-
Ti	42	7,5	320	1000	-	30
V	5,6	-	42	75	-	-
Cu	7500	750	320	320	основа	основа
Pb	основа	1300	750	75	3000	3000
Ag	100	42	10	5,6	200	300
Sb	13000	420	240	240	1000	1000
Bi	100	5,6	18	18	300	100
As	2400	2400	основа	основа	основа	основа
Zn	10000	основа	3200	750	30000	30000

Эл.-ты	Содержание в г/т						
	галенит	сфалерит			реальгар		энргит
	155	155	155	156	148	150	
Cd	180	10	24	7,5	1000	1000	
Sn	5,6	-	-	-	300	300	
Tl	13	-	-	-	-	-	
Au	42	-	-	-	-	-	
Mo	-	0,32	-	-	-	-	
Ge	-	-	-	-	6,5	3,0	
Ga	-	56	1,8	3,2	-	-	
In	-	13	-	-	-	-	
Hg	-	32	-	-	-	-	

Эл.-ты	Пирит							
	148	149	150	151	152	153	154	155
Ni	100	75	10	56	32	-	-	32
Co	150	100	42	56	18	-	-	100
Ti	5,0	320	56	320	320	560	750	320
V	-	13	5,6	10	10	5,6	10	10
Cu	750	750	32	750	560	2400	18000	560
Pb	18	130	3,2	750	13	18	420	420
Ag	1	3,2	0,7	24	1,8	1,8	13	10
Sb	-	24	-	420	10	24	420	56
Bi	-	5,6	1	18	5,6	1,8	1,8	18
As	-	-	-	240	-	750	4200	4200
Zn	-	130	13	5600	240	130	750	4200
Cd	-	-	-	18	-	-	-	4,2
Sn	-	-	-	-	-	5,6	24	-
Au	-	-	-	-	-	-	-	-
Te	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-
In	-	-	-	-	-	-	-	-
Эл.-ты	Пирит							
	156	157	158	160	162	360	361	305
Ni	32	7,5	32	42	56	-	-	-
Co	130	3,2	56	42	56	-	-	-
Ti	750	180	180	750	1800	240	240	1800
V	10	5,6	10	10	10	-	-	-
Cu	560	420	560	750	4200	24000	32000	7500
Pb	180	42	180	240	420	100000	100000	32000
Ag	18	0,4	13	18	100	100	100	100
Sb	240	-	180	420	3200	1800	1800	180
Bi	24	1	5,6	42	100	180	320	56
As	756	2400	750	1300	2400	4200	4200	1000
Zn	2400	130	240	750	5600	75000	13000	560

	<i>Пирит</i>							
	<i>156</i>	<i>157</i>	<i>158</i>	<i>160</i>	<i>162</i>	<i>360</i>	<i>361</i>	<i>305</i>
Cd	5,6	-	-	-	56	240	32	-
Sn	-	2,4	2,4	4,2	2,4	-	-	-
Au	-	-	-	-	-	10	10	-
Te	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-
In	-	-	-	-	-	13	13	13

Вместе с тем, между этими рудами наблюдается и определенное геохимическое сходство, касающееся сравнительной обогащенности их благородными элементами, сурьмой, что дает основание рассматривать их как различные звенья единого рудообразовательного процесса, проявленного почти на всей территории Марджан-Мазмазакского рудного поля.

По сравнению с Марджанским месторождением Мазмазакское месторождение характеризуется большим разнообразием руд. Здесь распространены турмалиновые грейзены, сравнительно высокотемпературные медно-молибденовые, среднетемпературные пирит-энаргитовые, сурьмяно-полиметаллические, низкотемпературные реальгар-аурипигментовые руды.

Полиметаллические руды развиты, главным образом, в ущельях рек Мазмазак и Шахапонк, пирит-энаргитовые и реальгар-аурипигментовые – только в ущелье р.Мазмазак. В ущельях, расположенных к северу – северо-востоку, достаточно отчетливо проявлены почти все рудоносные структуры ущелья р.Мазмазак. Здесь они несут интенсивное оруденение, представленное преимущественно пиритом, которое развито в гидротермально измененных, местами окварцованных породах. В ассоциации с пиритом в небольшом количестве были встречены также пирротин, энаргит, сфалерит, очень редко галенит.

Имеются достаточные основания считать, что здесь проявлены все три этапа минерализации, отмеченные для Марджанского месторождения. При этом здесь более интенсивно проявлены продукты наиболее позднего (III) этапа минерализации.

Результаты определения содержаний Au и Ag в различных типах руд и концентратах рудных минералов Мазмазакского месторождения атомно-абсорбционным и калориметрическим методами.

Таблица 20

№№ пп	Типы руд и место взятия проб	№№ проб	Содержание в г/т					
			Au*	Au**	Ag*	Se	Te	Bi
Штуфные пробы руд								
1.	Мазмазак, микро- диорит-порфир с турмалином	284	0,40	-	1,16			
2.	" "	285	0,30	0,1	3,33			
3.	" "	286	0,50	0,40	2,12			
4.	" "	287	0,40	0,1	2,10			
5.	" "	288	0,50	0,16	1,60			
6.	Шахапонк, порфи- ровидный граноди- орит с пироксеном	289	0,20	0,15	3,20			
7.	" "	290	0,50	0,05	3,41			
8.	" "	291	0,31	1,5	320			
9.	Мазмазак, слабая медно-молибдено- вая минерализация	308	0,63	2,8	9,60			
10.	" "	309	0,62	0,6	360			
11.	" "	310	0,63	0,5	9,60			
12.	" "	311	0,50	0,25	9,60			
13.	" "	312	0	0,45	6,40			
14.	Мазмазак, пирит- энаргитовая	313	0,27	1,25	0,71			
15.	" "	314	0	1,35	1,00			
16.	" "	315	0,62	2,6	0,71			
17.	" "	316	0,75	0,65	1,50			
18.	" "	317	1,37	0,55	1,20			
19.	" "	318	0,12	0,25	0,20			
Коллективные концентраты рудных минералов								
20.	Шахапонк	360	-	-	1280	6,0	14,0	88
21.	" "	361	0,83	-	1085,7	6,0	40	146
22.	" "	362	-	-	16,88	20	Не обн.	200
23.	" "	284-288	0,75	-	16,0	-	-	-
24.	Шахапонк	289-291	0,62	-	37,33	-	-	-
25.	Мазмазак	305-307	0,31	-	128,0	33	110	-
26.	" "	313-316	0,31	-	64,0	-	16	200

* атомно-абсорбционный метод

** калориметрический метод

Существенно другие соотношения интенсивностей проявления продуктов раннего (I) и среднего (II) этапов минерализации. Между рудными полями Мазмазакского и Марджанского месторождений местами обнажаются в той или иной степени минерализованные участки, что дает основания полагать о непрерывном продолжении оруденения от Марджанского месторождения до Мазмазакского месторождения. Такое предположение, кроме отмеченного выше сходства вещественного состава руд, учитывает также близмеридиональное простирание рудных жил и даек этих двух участков оруденения, расположенных на продолжении друг друга в пределах единой близмеридиональной зоны.

4.1.3. Салвардское проявление реальгар-аурипигментовых руд

Расположено в 1,-1,5км к западу – северо-западу от Мазмазакского участка на левом борту р.Мазмазак. В пределах рудопоявления развиты породы Капутджухского сложнофациального комплекса средне-верхнеэоценового возраста, сложенного андезитобазальтами и андезитами, прорезанными субвулканическими телами. В пределах рудопоявления местами обнажаются ниже миоценовые(?) кварцевые микромонзонит-порфиры, кварцевые микросиенит-порфиры, самостоятельные малые интрузии плутонической ассоциации, верхнемиоценовые андезиты, андезитодациты, дациты в виде лавовых потоков и некков. Оруденение локализовано в этих андезитодацитах вдоль зоны разлома северо-западного простирания и представлено интенсивной вкрапленностью пирита, на фоне которого развита минерализация реальгара и аурипигмента в виде разнонаправленных прожилков и гнездообразных скоплений (рис. 38).

По количеству аурипигмент резко уступает реальгару. Зона минерализации прослеживается на 90-110м, при мощности от 1-2м до 3-5м. В зоне, включающей наиболее богатую реальгар-аурипигментовую минерализацию, содержание мышьяка достигает 1-3%, но обычно это содержание не превышает десятые доли процента. Кроме пирита, реальгара и аурипигмента в составе руд очень редко встречаются также халькопирит, сфалерит. Другими исследова-

телями в составе руд Салвардского рудопроявления отмечен также стибнит, который нами не был встречен.

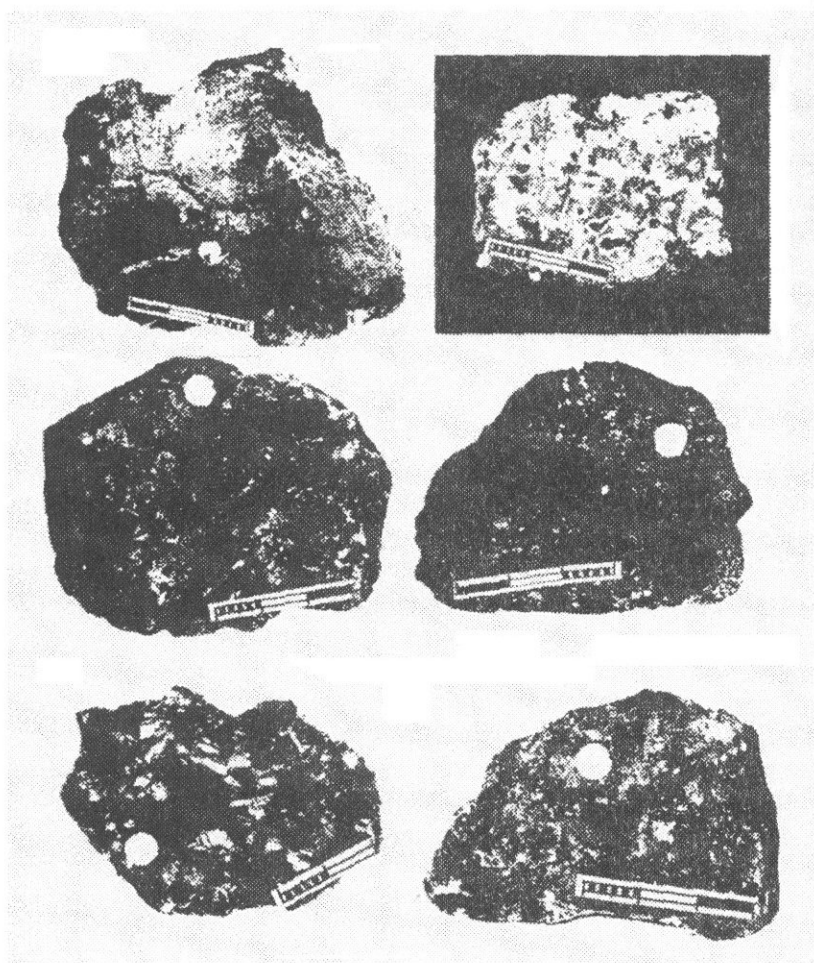


Рис. 37. Фото штучных образцов руд из Мазмазакского месторождения.

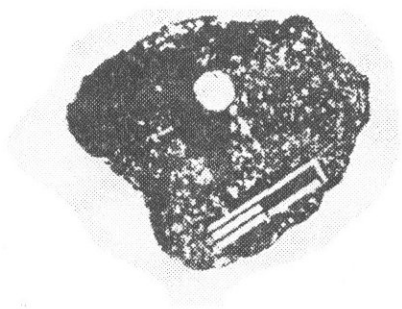
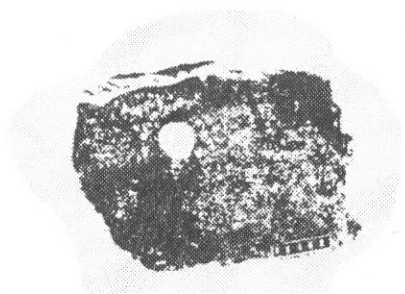
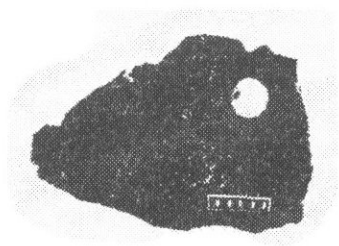


Рис. 37а. Фото штучных образцов руд из Мазмазакского месторождения.

В ущелье р.Мазмазак на расстоянии 1,5-2км к юго-востоку от Салвардского рудопроявления известно еще одно рудопроя-

явление реальгар-аурипигментовых руд. Оно частично наложено на пирит-энаргитовые и сурьмяно-полиметаллические руды, но, видимо, они вместе с описываемым рудопроявлением как бы с востока и запада ограничивают рудоносную полосу близмеридионального направления. Возраст реальгар-аурипигментового оруденения ущелья р.Мазмазак верхний миоцен-плиоцен, относится оно к третьему этапу оруденения и к вулканогенно-гидротермальной генетической группе, контролируясь участками развития субвулканических интрузий 15-17 млн.лет возраста.

В отдельных пробах пирита из Салвардского рудопроявления реальгар-аурипигментовых руд содержание серебра достигает 100г/т, при этом наиболее богатые серебром пириты одновременно являются и наиболее богатыми сурьмой (до 0,32%), висмутом (100г/т), цинком (0,56%), свинцом (0,042%) также, что может служить основанием для рассмотрения отмеченных элементов в единой парагенетической связи друг с другом.

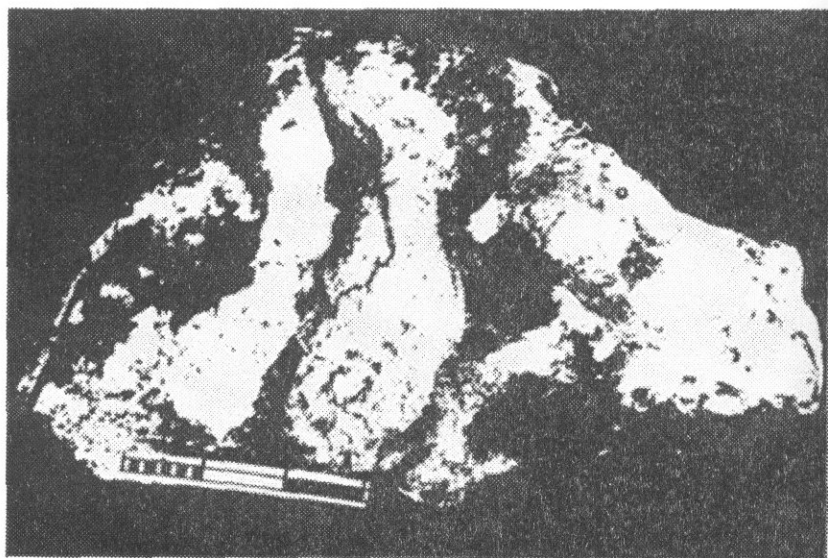


Рис.38. Фото штуфа реальгар-аурипигментовой руды.

В составе концентрата реальгара содержания благородных элементов очень низкие, сравнительно богаты они сурьмой (0,01-0,032%). Установлены также цинк (0,0075-0,024%), медь (0,001-0,0047%), свинец (0,0003-0,0013%).

4.1.4. Барцраванское (Мазринское) месторождение золото-сурьмяно-полиметаллических руд

Барцраванское (Мазринское) рудопроявление находится в 3,5км к югу от с.Барцраван, на северо-восточном склоне горы Салвард на правом борту реки Шагат. Оно было известно давно и частично разрабатывалось в дореволюционное время, а в 1951-1954г.г. разведывалось Армянским геологическим управлением на свинец, цинк, медь.

В геологическом строении рудного поля принимают участие средне-верхнемиоценовые плагиоклазовые, роговообманковые, клинопироксеновые, миндалекаменные андезиты, базальты (палеотипные), слагающие Капутджухский комплекс. Затем идут: нижне-среднеплиоценовые долериты, андезиты, клинопироксеновые базальты и андезиты общей мощностью 200м (трансгрессивно перекрывающие предыдущую свиту), долериты, андезиты, оливиновые базальты, клинопироксеновые андезиты, липариты, агломератовые липариты, туфы кислого состава, миндалекаменные андезитобазальты, андезиты, дациты общей мощностью 900м (салвардская толща). Небольшое развитие имеют также верхнеплиоценовые глинистые диатомиты, глины, вулканические пещлы (сисианская св.).

Рудовмещающими породами являются вулканогенные породы Капутджухского комплекса, в которых В.О. Пароникяном, О.П. Гуюмджяном и Э.М. Налбандяном [39] выделены три фации региональных пропиллитов: кварц-плагиоклаз-хлорит-карбонатная, кварц-хлорит-эпидотовая, кварц-хлорит-актинолитовая.

К последней пространственно тяготеют вмещающего оруденения вулканогенные породы, которые гидротермально изменены в кварц-серицитовой и кварц-серицит-карбонатной фациях. Согласно А.А. Гюрджяну и Н.Д. Хачатрянцу [40], зона околорудных метасоматитов прослеживается в северо-западном направлении, начиная от с.Салвард через Барцраван до с.Шукар. Контролирует эту

зону система северо-западных нарушений, которые местами выполняли роль рудовмещающих структур. В настоящее время в пределах Барцраванского рудопроявления установлены 9 жил и одна зона с прожилково-вкрапленной рудной минерализацией. Простирание жил от близмеридионального (жилы №№1,2,3) и северо-восточного (жилы №№7,8,9) до близширотного (жилы №№ 4,5,6). Мощность их от 10-15см до 0,5 метра. Наиболее детально изучена жила №3, которая штольной прослежена на 80м при средней мощности 25см.

В пределах месторождения выделяются полиметаллические и медно-пиритовые руды. В минеральном составе руд принимают участие пирит, сфалерит, галенит, блеклая руда (теннантит, тетраэдрит), антимонит, халькопирит, халькозин, ковеллин, люцит, пирротин, а также геокронит, энаргит, айкинит (Pb, Cu, Bi, S_3), редко бурнонит, арсенопирит, йорданит, матильдит (Ag, Bi, S_2-PbS), стефанит (Ag_6SbS_4), пираргирит (Ag_3SbS_3), прустит (Ag_3AsS_3), джемсонит, а также самородное серебро, кюстеллит, алтаит. Из жильных минералов кварц, кальцит. Последний обычно цементирует кварц и сульфидные минералы.

Руды характеризуются тонкозернистой структурой, отмечаются также почковидные перекристаллизованные скопления пирита. По данным бороздового опробования, жилы характеризуются сравнительно высокими концентрациями металлов. Содержания основных компонентов руд в жиле №3 составляют (%): $Cu - 0,18$, $Zn - 2,73$, $Pb - 4,03$.

Содержания рудообразующих элементов по данным количественного спектрального анализа десяти штуфных проб, отобранных из отвалов штолен В.О. Пароникяном, О.П. Гуюмджяном и Э.М. Налбандяном [39], следующие: $Cu -$ от 0,008 до 8,1%, сред. 2,17%; $Pb -$ от 0,15 до 3,2%, среднее 1,3%; $Zn -$ от 0,065 до 6,9%, среднее 1,4%; $Ag -$ от 0,0009 до 0,65%, среднее 0,27%; $Au -$ от не обн. до 0,0008%, среднее 0,0003%; $Bi -$ от 0,00032 до 0,11%, среднее 0,04%; $As -$ от 0,048 до 2,4%, среднее 0,69%; $Sb -$ от 0,011 до 1,1%, среднее 0,41%; $Cd -$ от 0,032 до 0,4%, среднее 0,1%; $Tl -$ от 0,0004 до 0,0017%, среднее 0,00034%; $Sn -$ от 0,00031 до 0,001%, среднее 0,00067%; $Ge -$ от 0,00012 до 0,0065%, среднее 0,0013%;

Ga – от 0,00042 до 0,002, среднее 0,0011%; *Hg* – от 0,0006 до 0,002%, среднее 0,0015%.

Три пробы из этой группы были подвергнуты пробирному анализу. Получены следующие данные: проба № 6067 – *Au* - 3,6, *Ag* - 409,4; проба № 6074 – *Au* - 1,4, *Ag* - 207,2; проба № 6075 – *Au* - 1,6, *Ag* - 1034,4.

На основании этих и приведенных в таблице 21 данных можно утверждать, что помимо свинца, цинка и меди, важными компонентами руд являются золото, серебро, висмут, кадмий. По обогащенности сурьмой руды Барцраванского рудопоявления имеют определенное сходство с полиметаллическими рудами Марджанского, Мазмазакского и Азатекского месторождений.

Результаты приближенно-количественных спектральных анализов различных типов руд Барцраванского месторождения золото-сурьмяно-полиметаллических руд.

Таблица 21

Эл-ты	Руда		Тяж.фр.		Пирит	
	Барцраван (24пробы)		Барцраван (37проб)		Барцраван (31проба)	
	от до	сред.	от до	сред.	от до	сред.
Ni	не об.-18	5,4	не обн.	не обн.	не обн.	-
Co	не об.-100	12,9	не обн.	не обн.	не обн.-100	4,7
Mo	не об.-24	21,4	не обн.-75	13,2	не обн.-100	4,8
Cu	56-1,8%	1,76	1,3%-1,0%	3,2	5600-3,2%	8142
Pb	75-10%	2,26%	1,0-10%	4,5	1300-310%	1,15%
Ag	не об.-180	143,9	не об.-1000	118,2	1-800	75,4
Sb	не об.-3200	2438	не об.-5,6	6018	не обн.-1300	273,5
Bi	не об.-2400	4751	не об.-1%	2050,5	не обн.-180	69,9
As	не об.-1,2%	3522	320-3,2%	9095	750-7500	2521
Zn	24-10%	4,0	240-10	7,35	320-3,2	4620
Cd	не об.-560	752	32-1500	754,4	не обн.-32	4,6
Te	-	-	не обн.-320	25,95	не обн.	-
Tl	-	-	не обн.	не обн.	не обн.	-
Sn	не об.-13	15,4	не обн.-1000	61,38	не обн.	-
Ge	не об.-10	2,85	не обн.-42	1,97	не обн.	-
Ga	4-10	7,3	7-100	12,67	5,6-7,5	3,3
In	не об.-10	7,8	не обн.-240	27,84	не обн.-240	37,6
Hg	- 10	0,45	не обн.-130	5,7	не обн.	-
Sr	100-5,60	221	не обн.-1000	406,3	не обн.-320	65,8
Ba	32-1800	1223	не обн.-1800	1613	не обн.-560	70,3
Au	не обн.	не обн.	не обн.-42	4,0	не обн.-24	8,3
B	не обн.	не обн.				

Продолжение 1 таблицы 21

Эл.-ты	Галенит		Сфалерит	
	Барцраван (13проб)		Барцраван (10 проб)	
	от до	Ср.	от до	Ср.
Ni	не обн.-4,2	4,23	4-4,2	2,5
Co	не об.	-	не обн.	-
Mo	3,2-13	4,85	3,2-5,6	8,9
Cu	100-1,3%	4746	2400-1,3%	4320
Pb	10	10	3200-7,5%	1,8%
Ag	56-1%	176,3	100-180	129,6
Sb	180-1,3%	2642	320-1000	3379
Bi	320-5600	1195	10-320	939
As	не обн.-5600	652	320-3200	2702
Zn	1800-2,2%	4543	10%	10%
Cd	не обн.-100	66	7500-1%	8899
Te	не обн.	-	не обн.	-

Продолжение 1 таблицы 21

Эл.-ты	Галенит		Сфалерит	
	Барцраван (13проб)		Барцраван (10 проб)	
	от до	Ср.	от до	Ср.
Tl	не обн.	-	не обн.	-
Sn	не об.-100	16,7	24-56	33,3
Ge	не обн.-5,6	0,68	3,2-56	15,9
Ga	не об.-4,2	3,47	7,5-18	19,4
In	не обн.-32	2,63	32-420	485,8
Hg	не обн.	-	4,2-10	12,1
Sr	не обн.52	7,37	не обн.-560	130,2
Ba	не обн.130	37,4	не об.-750	244,3
Au	не обн.10	0,77	не об.-10	3,0
B	не обн.	-		

Обобщение приведенного выше фактического материала согласуется с установленными пределами колебания содержаний элементов, а также с высказанным мнением [39] о том, что золото в своей основной массе присутствует в субмикроскопической дисперсной форме в сульфидных минералах. В тщательно просмотренных полированных шлифах частицы самородного золота не обнаруживались. Содержание серебра очень высокое и доходит до уровня собственно серебряных месторождений, в среднем составляя 474г/т. Главными носителями серебра являются блеклая руда, галенит, геокронит, меньше – другие сульфиды. Они же вместе с

матильдитом являются главными концентраторами серебра. *Au: Ag* отношение составляет 1:220.

Максимальные содержания висмута сопровождаются такими же медь, сурьма, мышьяк в таких минералах, в которых он присутствует в виде как изоморфной примеси, так и в виде механических включений собственных минералов висмута – айкинита, матильдита.

В целом, состав руд Барцраванского рудопроявления, по комплексу входящих в них элементов, близок к рудам собственно Марджанского месторождения: они относятся к золото-сурьмяно-полиметаллическому типу, что, несомненно, значительно превышает их ценность.

Вместе с тем, учитывая, что рудопроявление на глубине совершенно не изучено и эрозией вскрыта лишь верхняя часть рудного столба (на что указывают особенности околорудных изменений и минеральный состав руд), можно считать обоснованным предположение о перспективности глубоких горизонтов месторождения в отношении промышленных руд. Вместе с тем, поскольку рудовмещающие гидротермально измененные вулканогенные породы среднего-верхнего эоцена прослеживаются на северо-восточном и юго-восточном флангах, можно ожидать выявления рудных тел и на этих флангах.

4.4.5. Варданское месторождение ртути

Оруденение приурочено к узловым зонам тектонических нарушений, которые представляют собой раздробленные, гидротермально измененные (окварцованные, карбонатизированные, каолинизированные) участки, охватывающие одновременно субвулканические штоки и дайкообразные тела андезитовых порфиров (рис. 39?). В пределах месторождения выделяются Тгуджурский и Акнабердский участки. Первый из них представлен двумя зонами раздробленных, гидротермально измененных пород с ртутной минерализацией, представленной киноварью, метациннабаритом и его селенистой разновидностью – онофритом. Образуют они вкрапленность, примазки и прожилки с кварц-карбонатовой основной массой.

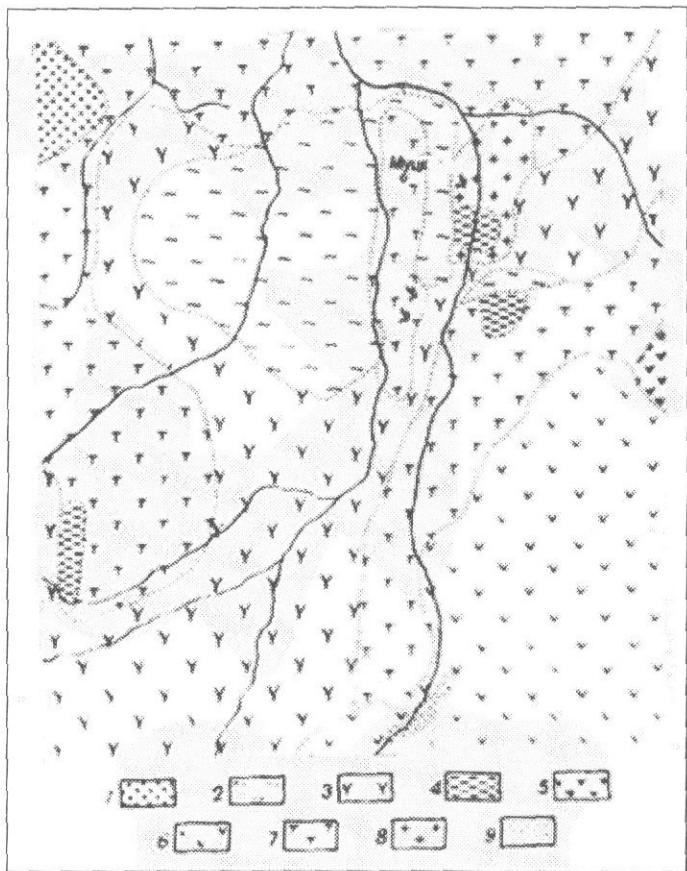


Рис.39. Схематическая геологическая карта рудного поля Барзраванского (Муцкского) свинцово-цинкового месторождения. Условные обозначения: 1 – аллювиально-делювиальные отложения; 2 – диатомитовые глины, вулканические пески; 3 – базальты, андезиты, липариты, их туфы и туфобрекчии – миоцен; 4 – конгломераты, глины, гипсоносные глины – верхний миоцен; 5 – липариты и обсидианы – миоцен; 6 – порфириды, их туфы и туфобрекчии – эоцен; 7 – туффиты, туфосланцы, туфопесчаники и туфы – средний эоцен; 8 – гранодиориты; 9 – гидротермально измененные породы.

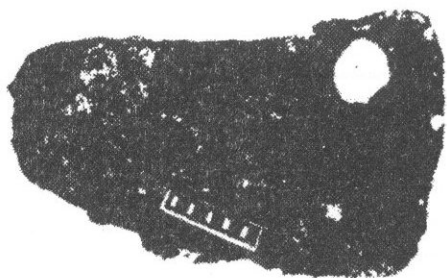
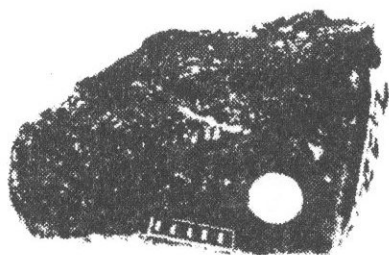


Рис. 39а. Фото штуфных образцов руд Барцраванского месторождения.

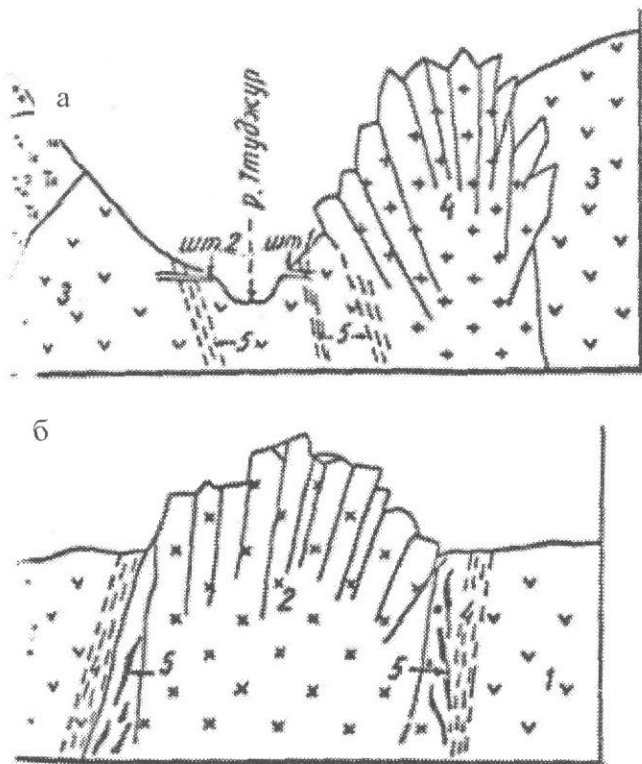


Рис.39б. Разрезы по Туджурскому (а) и Анкабердскому (б) участкам Варданского месторождения ртути. Условные обозначения: а) 1 – флювиогляциальные отложения; 2 – туфоконгломераты; 3 – андезитодациты; 4 – экструзивное тело андезитов; 5 – гидротермально измененные, карбонатизированные породы с вкрапленностью киновари. б) 1 – слабоизмененные пиритизированные андезитодациты; 2 – эруптивное тело порфировидных андезитов; 3 – эруптивные брекчии; 4 – зона гидротермально измененных каолинизированных пород; 5 – рудные тела.

Содержание ртути в зоне по данным разведки колеблется от 0,01 до 0,02 %, в киноварь-кварц-карбонатных прожилках – до 0,75%. Наиболее интенсивное оруденение ртути приурочено к зоне эруптивных брекчий, где на горизонте шт.6, на интервале 1,0-4,0м оконтурена зона с высоким содержанием ртути (0,26-0,65%). В пределах первой зоны выделяются сравнительно интенсивно оруденелые участки мощностью от 0,5 до 3-4м, длиной 400-500м. Эти участки характеризуются также весьма изменчивым содержанием ртути.

Результаты приближенно-количественных спектральных анализов различных типов руд (штуфные пробы), тяжелых фракций и концентратов рудообразующих минералов из различных рудопроявлений бассейна реки Сисиан.

Таблица 22

Эл.- ты	Руда из рудопроявлений		Руда		Тяжелая фракция		Тяжелая фракция
	Бас.р.Гижсет (14 проб)		Уч.Новый (7 проб)		Цахкашат (1(5 проб)		Ахторнер (1 проба)
	от до	сред.	от до	сред.	от до	сред.	сод.
Ni	5,6-42	18,9	4-32	13	-	82	4,0
Co	3,2-100	30	10-130	60	не обн.-130	82	42,0
Mo	18-42	27,5	не обн.-13	5	не обн.-18	3,6	-
Cu	32-750	252	32-130	87	100-560	1234	56
Pb	100-1800	350	75-2400	556	4-560	170	180
Ag	1-100	16	не обн.-5,6	2	не обн.-5,6	1,96	-
Sb	10-320	50,9	не обн.	6	не обн.	-	-
Bi	не обн.-18	2,5	не обн.	-	не обн.	-	-
As	не обн.-130	17,3	не обн.	-	не обн.-320	64,0	-
Zn	240-1,3%	1920	42-1800	416	75-3,2%	7411	-
Cd	не обн.-24	3,9	не обн.	-	не обн.	-	-
Te	не обн.	не обн.	не обн.	-	не обн.	-	-
Tl	не обн.	не обн.	не обн.	-	не обн.	-	-
Sn	не обн.-10	0,7	не обн.	-	не обн.	-	-
Ge	не обн.1,3	0,01	не обн.	-	не обн.	-	-
Ga	не обн.-13	6,6	не обн.-13	4	1,3-18	9,2	-
In	не обн.	не обн.	не обн.	-	не обн.	-	-
Hg	не обн.	не обн.	не обн.	-	не обн.	-	-
Se	-	-	100-240	189	100-320	178	240
Va	-	-	130-5600	1748	42-75	1152	1300
Au	-	-	не обн.	-	не обн.	-	-

Эл.- ты	Тяж. фракция		Пирит	Сфалерит	Лимонит	
	Матак (2 пробы)		Цахкаша т (1 проба)	Гомшиатех (1)	Матак	Цахкашат
	от до	сред.	сод.	сред.	сод.	сод.
Ni	-	-	-	4,2	-	7,5
Co	32-56	44	-	-	42	75
Mo	не обн.-18	9	-	5,6	3,2	3,2
Cu	100-130	115	180	2400	100	240
Pb	4-560	282	-	4200	не обн.	7,5
Ag	не обн.	-	-	130	не обн.	4,2
Sb	не обн.	-	-	1800	не обн.	не обн.
Bi	не обн.	-	-	10	не обн.	не обн.
As	не обн.	-	-	750	не обн.	не обн.
Zn	2,75	58,5	75	10	не обн.	3,2%
Cd	не обн.	-	-	7500	не обн.	не обн.
Te	не обн.	-	-	не обн.	не обн.	не обн.
Tl	не обн.	-	-	не обн.	не обн.	не обн.
Sn	не обн.	-	не обн.	32	не обн.	не обн.
Ge	не обн.	-	не обн.	10	не обн.	не обн.
Ga	7-13	10	3,2	3,2	7,5	3,2
In	не обн.	-	не обн.	3,2	не обн.	не обн.
Hg	не обн.	-	не обн.	10	не обн.	не обн.
Se	100-240	170	не обн.	-	100	110
Ba	42-75	58,5	не обн.	10	42	не обн.
Au	не обн.	-	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.

Анкабердский участок является более интересным как по площади гидротермально измененных (каоилинизированных, пиритизированных) андезитодацитов, так и по наличию ряда субвулканических тел основного состава с эруптивными брекчиями и вкрапленностью киновари. Особенно перспективными считаются глубокие горизонты участка в отношении оруденения ртути. Сравнительно высокие концентрации ртути (0,08-0,09%) приурочены к зоне эруптивных брекчий восточного и западного штоков миоэоценового возраста. В ассоциации с киноварью и метациннабаритом присутствует пирит, мельниковит-пирит, очень мало сфалерит, реальгар, аурипигмент, а в искусственных шлихах – очень мало галенит, самородное серебро.

Кроме отмеченных месторождений и рудопроявлений, в пределах бассейна р.Сисиан известны ряд других небольших и не-

достаточно изученных рудопроявлений. Приведенные в табл.22 данные показывают, что некоторые из них по составу руд имеют определенное сходство с Марджанским и Барцраванским месторождениями и поэтому требуют дальнейших исследований.

4.1.6. Гомшатехское месторождение кремнезема

Приурочено к одноименному полигенному вулкану миоценового возраста и является результатом его фузарольно-сульфатарной деятельности, под воздействием которой пирокластические породы камрчакской толщи интенсивно переработаны, превращены в метасоматиты формации вторичных кварцитов (моноопалиты, алунитовые опалиты с тонко-дисперсным, субмикроскопическим алунином), монокварциты, алуниновые кварциты, каолиновые кварциты (вторично-кварцитовая формация) и аргиллизиты (халцедониты и халцедонизированные опалиты, каолинит-гидрослюдавые и карбонат-гидрослюдавые породы). Наиболее распространенными и значительными по масштабам являются монокварциты, алуниновые и каолиновые кварциты, опалиты, аргиллизиты и халцедониты. Пропилиты развиты на более глубоких горизонтах, в основании вулкана внутри Гехакарского и Капутджухского вулканических комплексов палеогенового возраста (глубже 300-500м) и на периферии палеовулкана, на расстоянии 2-3 км от его вершины.

Все типы гидротермальных метасоматитов выходят на поверхность и располагаются внутри пирокластической камрчакской толщи ниже(?)-среднемиоценового возраста. В привершинных частях г.Гомшатех развиты монокварциты, которые переходят в алуниносодержащие и алуниновые кварциты. В западной части Гомшатехского массива кварциты гипсометрически ниже сменяются тонкозернистыми кварцитами, халцедонизированными опалитами и халцедонитами, которые, в свою очередь, сменяются аргиллизитами. Среди массива кварцит-опалит-аргиллизитов имеются дайки и мелкие лаколитоподобные тела андезитов, которые, судя по отсутствию в них метаморфизма, внедрились позже кварцитизации. Опалиты и аргиллизиты образуют согласные со структурами вмещающей камрчакской толщи пологопадающие пластообразные те-

ла. Как в кварцитах, так и опалитах наблюдается постоянное присутствие каолинита и алунита. При этом алунит в опалитах определяется лишь рентгенометрически или под электронным микроскопом. Относительно повышенное содержание калия (до 1,0-1,6 K_2O) в некоторых типах стекловидных опалитов свидетельствует о присутствии алунита.

Ряд минералов (алунит, каолинит, гидрослюды, халцедон, кварц) в некоторых метасоматитах устанавливаются под микроскопом лишь при максимальных увеличениях. Рентгеноструктурными исследованиями в опалитах и кварцитах установлены: низкотемпературный кристобалит, тридимит, алунит; в опалитах – алунит, мусковит, каолинит; в кварцитах монтмориллонит. Термическое излучение показало наличие опала, халцедона, пиррофиллита, серицита. Под электронным микроскопом обнаружены галуазит, монтмориллонит, гидрослюды, гидрогётит. В пределах месторождения выделяются моноопаловые, алунит-опаловые, каолинит-кварцевые, серицит-кварцевые типы гидротермально измененных пород формации вторичных кварцитов, а также каолинит-гидрослюдяные и карбонат-гидрослюдяные породы сольфатарных аргиллизитов. Наиболее распространенными и значительными по масштабам являются монокварциты, алунитовые кварциты, моноопалиты и каолинит-гидрослюдяные аргиллизиты.

Главные минералы вторичных кварцитов Гомшатехского массива – кварц, опал, халцедон, тридимит, кристобалит, алунит, каолинит, серицит и гидросерицит. Из аксессуарных примесей постоянно присутствуют магнетит (реликтовый), рутил (новообразованный). Относительно редкими новообразованиями являются гематит, ярозит, гетит, лимонит, а также, антимонит, галенит, реальгар, аурипигмент, энаргит и касситерит (?). Суммарное содержание всех сульфидов в породе обычно не превышает 0,1%. Содержание магнетита или гематита выше и доходит в некоторых образцах до 1-2%, а рутила – до 0,2-0,3%. Количество ярозита также нередко доходит до 2-3%, а лимонита и гетита иногда до 1-2%. На вершине г.Гомшатех установлена зона охряно-желтых каолинитовых кварцитов, шириной в 10м. В них содержание лимонита достигает 15-20%.

Фашии вторичных кварцитов и аргиллизитов представлены кварц-светлослюдястыми метасоматическими породами. Типоморфными минералами являются алунит, серицит, каолинит, а в аргиллизитах – гидросерицит, каолинит, монтмориллонит и другие глинистые минералы. Содержание кварца и (или) опала во вторичных кварцитах всегда выше 90%. Конечными продуктами замещения являются моноопаловые или монокварцевые породы, в которых каолинит и алунит имеют крайне ограниченное распространение (обычно менее 1-2%). Поэтому такие типы пород правильнее назвать алунит-, каолинит- или серицитсодержащими. Типичны мелко- и скрытокристаллические структуры с гранобластовым кварцем, червячковым каолинитом и лепидобластовым серицитом или алунитом. В отличие от них в аргиллизитах шире распространен каолинит, кроме характерного гидросерицита, при относительно подчиненной роли кварца и полного отсутствия алунита.

Опалиты или опал-кристобалитовые породы обнажаются на перевале Зангезурского хребта между вершинами г.г. Салвард и Гомшатеж на площади около 0,25 кв. км. Макроскопически выделяются в основном в два типа опализованных пород: *меловидные*, белые, молочно-белые, порошковатые, пористые и *стекловидные*, серые, пепельно-серые и кремового цвета, с раковистым изломом. В минеральном составе их, кроме опала (до 96-98%), принимают участие кварц, халцедон, магнетит, рутил, каолинит, галлузит, лимонит, ярозит, реальгар, аурипигмент. Первые два минерала развиты в микротрещинах или в виде микрогранобластов внутри аморфной, стекловатой массы опала. В опалитах кремнезем обычно представлен рентгеноаморфным опалом, α -кристобалитом, тридимитом. Сумма всех минералов, кроме минералов кремнезема, составляет 2-3%, иногда 4-5%. Опалиты характеризуются стекловатыми, аморфными и криптокристаллическими структурами, переходящими в тонкокристаллические структуры кварцитов с прекрасной сохранностью структурных и текстурных признаков вулканических туфов и лав салвардской толщи. Перекристаллизованные участки, сложенные халцедоном и, вероятно, кварцем, составляют обычно 2-3%, иногда 10-15% от объема породы. Микроскопически отмечаются также гнезда и прожилки молочно-белого или кремового цве-

та массивного однородного опалита, заполняющего обычно промежутки между обломками туфа. В опалитах сера представлена в виде собственных минералов: ярозита и сульфидов, а также самородной серы, которая в настоящее время почти полностью размыта. Самородная сера в опалитах известна на северном склоне Зангезурского хребта (месторождение Гёмур). Глыбы серых опалитов встречаются в ущелье рек Гёмур и Салвард. Видимо, огромная часть серых опалитов палеовулкана ледниками перенесена по долине р. Гёмур.

Алунитовые и каолинит – кварцитовые кварциты по распространённости идут после монокварцитов. Это массивные или брекчиевидные, белые, светло-розовые, серые с фиолетовым оттенком, светло-фиолетовые, охристо-желтые породы, часто пористые, более легкие и менее твердые, чем монокварциты, нередко меловидные. Локализуются в пригребневой полосе г.Гомшатеж и ее верхних горизонтах. На восточном склоне рассматриваемые породы прослеживаются до абсолютной отметки 2500м, т.е. более чем на 400м ниже вершины г.Гомшатеж. Алунитовые кварциты и монокварциты размещаются вдоль перемежающихся зон северо-западного простирания. Мощность каждой из них от 20- до 150-200м, что, по-видимому, являются литологическими границами исходных вулканогенных образований. Состав алунитовых кварцитов: кварц – 70-95%, алунит – от единичных зерен до 20% и более, каолинит – до 20% и гидросеричит – 5-10%, из второстепенных минералов: лимонит, ярозит, рутил. Содержание лимонита в некоторых разновидностях достигает 15-20%, ярозита 5-8%. Рутил постоянно присутствует в количестве 0,5-0,8%. Содержание алунита колеблется в весьма широких пределах – от редких пластин до 80-90%. На вершине горы встречаются брекчиевидные кварциты, в которых белые обломки сложены почти монументальным алунитом.

Структура основной массы крипто-микрористаллическая, состоит из микрогранобластов кварца, размером зерен от 0,01 до 0,2мм и менее 0,01мм. На этом фоне отмечаются гломеробластовые скопления более крупного размера (0,2-0,3мм) в виде пятен, гнезд и прожилков.

Алунит образует изолированные игольчатые и пластинчатые кристаллы размерами от 0,1 до 0,4мм, редко до 0,7-0,8мм. Характерны агрегатные псевдоморфозы алунита по вкрапленникам плагиоклаза, микрогранобластовые скопления в основной массе, а также жилы и полоски с неправильными и нечеткими границами. Часто по вкрапленникам плагиоклаза образуются агрегатные мономинеральные (кварц, каолинит или алунит), двуминеральные (алунит, каолинит с кварцем). Алуниты всегда более крупнозернистые и растут в массе каолинита. Видно, что кристаллизация алунита происходила несколько позже каолинита.

Монокварциты белые, кремовые, светло-серые и светло-розовые породы, слагающие основную часть Гомшатехского массива. Выходы их составляют площадь порядка 4кв.км при средней мощности 250м. Сложены они, главным образом, кварцем (с подчиненной ролью халцедона) от 90 до 98%, в незначительном количестве присутствуют также магнетит, рутил, гётит, лимонит, а также пирит, реалгар, аурипигмент, галенит, энаргит, антимонит, мусковит и кальцит. Они, за исключением минералов железа и рутила встречаются редко. Содержание рутила менее 0,2-0,3%, магнетита, ярозита, гётита – иногда до 1-2%, сумма всех сульфидов – в пределах сотых долей процента. Текстура кварцитов реликтовая, литокластическая. Тонкозернистый кварц почти полностью замещает породу. При этом сохраняются не только литокластические текстуры туфов и микроструктуры вулканических обломков, но и контуры всех кристаллов – вкрапленников плагиоклаза и пироксена, а также лейстов и микролитов основной массы. Для перекристаллизованных участков характерны гранобластовые, тонко- или среднезернистые структуры. Отмечаются микрогранобластовые скопления на фоне относительно мелкозернистого агрегата кварца. Размеры зерен кварца в гломеробластах около 0,1-0,05мм, а в тонкозернистой основной массе – 0,01-0,02мм. В ряде типов монокварцитов отмечаются полная перекристаллизация и исчезновение первичных микроструктур изверженных пород. Но интенсивность перекристаллизации не такая, чтобы повсеместно полностью уничтожить контуры отдельных обломков туфа, даже псаммито-псефитовой размерности. Отдельные обломки и глыбы в туфах, пол-

ностью подвергнутые перекристаллизации, отличаются массивной и мозаичной микрогранобластовыми микроструктурами.

Аргиллизиты белые пепельно-серые породы с массивной текстурой. Развиты они в пределах Гомшатехского массива на юго-западном и южном склонах горы. Выделяются два типа аргиллизированных пород – каолинит-гидрослюдяной (верхняя фация) и карбонат-гидрослюдяной (нижняя фация). В аргиллизитах, кроме кварца, присутствуют гидросерицит, каолинит, монтмориллонит и другие глинистые минералы, кальцит, а также реликты полевых шпатов. Присутствуют также мелкие зерна и пылевидные частицы магнетита, игольчатые кристаллы рутила, единичные мелкие зерна галенита и халькопирита. Аргиллизиты имеют полиминеральный состав с приблизительно разными количественными соотношениями гидросерицита, каолинита и кварца. Для аргиллизитов, как и вторичных кварцитов Гомшатехского массива, характерны скрыто- и микрокристаллические структуры. В них сохраняются структуры массивных, полифировых лав андезитов и андезито-дацитов. Типичны мономинеральные (каолинит или гидросерицит) и двуминеральные (каолинит с гидросерицитом) агрегатные псевдоморфозы по вкрапленникам плагиоклазов. В аргиллизитах, в отличие от пород вторичных кварцитов, сохранен кварцевый каркас, а микрогранобласты кварца рассеяны на фоне глинистых минералов каолинит-гидросерицитового агрегата. По минеральному и химическому составу каолинит-гидрослюдяные аргиллизиты близки к определенным типам керамических или фарфоровых камней [41].

Предполагаемый сводный доэрозионный разрез пород фации кислотного выщелачивания с вершины Гомшатехского вулкана до его основания и русла р.Мазмазак следующий.

1. Моноопалиты и алунитовые опалиты, мощностью до 100м. Ныне они сохранились на северном склоне горы на седловине между вершинами гор Салвард и Гомшатех. Южнее на одном и том же уровне с ними находятся монокварциты и аргиллизиты.

2. Алунитовые, каолинит-алунитовые, каолининовые кварциты и монокварциты. Распространены они до глубины 400м. Алунитовые кварциты развиты неравномерно на фоне монокварцитов вдоль определенных структур северо-западного простирания, часто

находятся на одном гипсометрическом уровне с ними. Встречаются на северо-восточном и восточном склонах, а также в привершинной части г.Гомшатех. Наиболее интенсивная каолинизация наблюдается на глубине 300-400м. Кварциты образовались на всех глубинах – от дневной поверхности до зоны пропицитов, в которых проявляются хлорит, эпидот, кальцит и альбит.

3. Серицитовые кварциты развиты на глубине 400-500м. Эта фация прослеживается до русла р.Мазмазак и фиксируется на площади порядка 10 кв.км к востоку и юго-востоку от вершины г.Гомшатех.

4. Аргиллизиты и аргиллизированные породы расположены на юго-западном склоне горы, гипсометрически на более низких уровнях, чем монокварциты и на водоразделе рек Мазмазак и Гёмур. Каолинит-гидрослюдавые метасоматиты прослеживаются между отметками 100-130м (от вершины горы, а карбонат-гидрослюдавые глубже – от 300 до 500м) до русла р.Мазмазак. Эти аргиллизиты образуют зональные переходы с породами фации вторичных кварцитов, хотя и контактируют с ними. Фации вторичных кварцитов и аргиллизитов пространственно обособлены, прослеживаются по вертикали параллельно на различных склонах г.Гомшатех. Вероятнее всего, они формировались одновременно на различных фумарольных полях под воздействием газогидротермальных растворов различного состава и кислотности.

5. Пропилиты и пропилитизированные породы развиты глубже 500-метровой отметки. Эта фация пород распространяется в основном внутри толщ основания неогенового вулкана и значительно дальше от центра извержения или путей циркуляции гидротермальных растворов внутри камрчакской пирокластической толщи среднего миоцена(?).

4.1.6.1. Геохимические особенности опалитов и ассоциирующих с ними метасоматических образований

Опалиты и ассоциирующие с ними кварциты имеют различный состав – от относительно чистых разностей (SiO_2 до 97,58% в монокварцитах и 96,13% в меловидных опалитах) с незначительной примесью глинозема, железа, кальция, магния и щелочных

металлов до пород с относительно значительным содержанием этих примесей в алуни-, каолинит- и серицитсодержащих типах пород. В таблице 23 приведены средние и предельные химические составы опалитов и аргиллизитов Гомшатехского массива. В опалитах содержание кремнезема ниже, чем в кварцитах, а глинозёма, окиси и закиси железа выше.

Средние химические составы пород формаций вторичных кварцитов и аргиллизитов г.Гомшатех

Таблица 23

Ком-ты	Меловидный опалит	Стекловидный опалит	Монокварцит	Алунитовый кварцит	Аргиллизит
	/6/	/3/	/11/	/2/	/7/
SiO ₂	93,26 /90,01-96,13/	80,39 /75,69-83,85/	95,81 /89,40-97,58/	79,29 /67,09-91,49	69,11 /61,71-75,74/
TiO ₂	0,78 /0,50-1,50/	1,13 /0,84-1,50/	0,67 /0,30-1,25/	0,75 /0,50-1,00	0,74 /0,50-1,25/
Al ₂ O ₃	2,65 /0,82-5,29/	5,86 /3,22-8,30/	1,42 /0,65-3,71/	9,72 /2,23-17,21/	17,38 /15,30-19,82
Fe ₂ O ₃	0,03 /сл.-0,60/	1,05 /0,60-1,56/	0,32 /сл.-1,02/	0,62 /0,41-0,82/	0,81 /сл.-1,85/
FeO	сл.	0,28 /сл.-0,56	0,54 /сл.-2,84/	сл.	0,04 /сл.-0,28/
MnO	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.
CaO	0,46 /0,41-0,64/	0,49 /0,14-0,70/	0,34 /0,19-0,56/	0,73 /0,43-1,02/	0,82 /0,54-1,22/
MgO	0,31 /сл.-0,76/	0,43 /0,24-0,76/	0,36/0,10-0,60/	0,81 /0,68-0,93/	1,05 /сл.-2,01/
Na ₂ O	0,09 /0,06-0,12/	0,25 /0,12-0,37/	0,05 /сл.-0,12/	0,52 /0,20-0,85/	1,81 /1,00-3,30
K ₂ O	0,37 /0,16-0,60/	1,30 /1,10-1,60/	0,27 /0,05-0,60/	0,70 /0,70-0,70/	2,91 /1,50-5,50/
H ₂ O	0,53 /0,35-0,76/	0,94 /0,39-1,61/	0,03 /сл.-0,08/	0,02 /0,02-0,03/	0,75 /0,35-1,50/
n.n.n.	1,94 /0,86-2,90/	7,56 /5,34-9,05/	0,63 /0,01-1,03/	1,08 /сл.-2,17/	4,62 /2,61-9,90/
SO ₃	сл.	сл.	сл.	5,65 /2,24-9,06/	сл.
P ₂ O ₅	0,04 /сл.-0,13/	0,11 /сл.-0,28/	0,05 /сл.-0,13/	0,12 /сл.-0,23/	0,02 / сл.-0,11/
	100,46	99,79	100,49	100,01	100,05

Примечание: Цифры в скобках число анализов.

Количество титана во вторичных кварцитах и аргиллизитах соответствует его содержанию в исходных туфах и лавах андезитового состава. В кремнистых породах отмечается нередко очень низкое содержание общего железа (ниже 0,48%). Наиболее значительное содержание железа редко достигает 3,14% в монокварцитах и 1,56% в опалитах. Среднее содержание железа в меловидных опалитах – 0,03%, стекловидных опалитах – 1,33%, в кварцитах – 0,86%, в аргиллизитах – 0,85%. Железо в кремнистых породах представлено в основном акцессорным реликтовым магнетитом, частью ярозитом, лимонитом и гематитом. При кислотном выщелачивании происходит окисление и вынос значительной части, а иногда всего железа. В исходных породах его содержание в среднем составляет 12-14%. Содержание других петрогенных элементов по сравнению с первичными породами тоже резко занижено. Только в некоторых опалитах отмечаются несколько повышенные содержания (K_2O до 1,20%), что пока не подтверждается минералогически при исследовании опалитов. Видимо, его присутствие связано с субмикроскопическим дисперсным алунином. В кварцитизированных породах отмечается увеличение роли калия по сравнению с натрием. Отношение $K_2O: Na_2O$ в среднем выше 4, в кварцитах выше 5, а в аргиллизитах выше 2, а в исходных андезитах ниже 1. Во всех случаях выщелоченные породы отличаются повышенным K/Na отношением. Аргиллизиты отличаются от пород вторично кварцевой формации повышенной ролью глинозема (выше 17%), щелочных элементов (в среднем больше 4%), магния, воды, более низким содержанием кремнезема (в среднем 70%).

По данным химических анализов, содержание SiO_2 в разновидностях опалитов Северного участка колеблется в пределах от 84 до 95%. При этом наиболее богатые кремнеземом разновидности составляют верхнюю часть залежи, примерно до глубины 12м. В пересчете на безводный состав в меловидных опалитах содержание SiO_2 колеблется от 93,79% до 97,3% (таблица 24), в стекловидных опалитах – от 91,24% до 96,80% (таблица 25).

Постэруптивный метасоматизм привел к массовому выносу петрогенных, рудных и большинства редких элементов, заключенных в исходных андезитах. Кроме Si и Ti , а также Sb , Ba и Zr , эле

**Химические анализы (а) и пересчеты на безводный состав (б)
меловидных опалитов из участка Северный
Гомшатехского месторождения.**

Таблица 24

Ком- ты	8476		8478		8483	
	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	92,11	94,89	92,66	96,28	93,20	96,50
TiO ₂	0,72	0,74	0,80	0,84	0,82	0,86
Al ₂ O ₃	2,81	2,89	1,52	1,58	1,05	1,09
Fe ₂ O ₃	0,16	0,17	0,49	0,51	0,66	0,68
FeO	-	-	-	-	-	-
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
CaO	0,58	0,60	0,34	0,35	0,50	0,52
MgO	0,16	0,17	0,08	0,08	0,08	0,08
Na ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
K ₂ O	0,32	0,33	0,14	0,15	0,06	0,06
n.n.n.	3,08	-	3,17	-	4,31	-
H ₂ O	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
SO ₃	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
	100,15	100,0	99,41	100,0	100,89	100,0
Ком- ты	8558		8569		8647	
	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	95,11	96,82	92,97	94,47	95,03	97,32
TiO ₂	0,86	0,88	1,01	1,03	0,66	0,68
Al ₂ O ₃	1,31	1,33	3,00	4,05	1,32	1,35
Fe ₂ O ₃	0,33	0,34	0,33	0,34	0,16	0,16
FeO	-	-	-	-	-	-
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
CaO	0,23	0,24	0,58	0,59	0,11	0,11
MgO	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
Na ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
K ₂ O	0,10	0,10	0,23	0,23	0,09	0,09
n.n.n.	2,30	-	2,60	-	3,17	-
H ₂ O	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
SO ₃	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
	100,53	100,0	100,01	100,0	100,83	100,0

Примечание: 8569, 8647, 8650 – опалиты из скважин; 8569 – на 38м скв.1; 8647 – на 5м скв.5, 8650 – на 13м скв.5, остальные взяты из шурфов, канав и расчисток участка Северный.

Химические анализы выполнены в Центральной лаборатории Управления геологин (8476, 8478, 8483, 8558, 8569, 8647, 8650) и химической лабораторией ИГН (7911, 7915, 7924, 2к/83).

Продолжение 1 таблицы 24

Ком- ты	8650		7911		7915		7924		2к83	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	93,02	95,35	91,48	92,79	94,76	96,60	93,07	94,36	96,13	97,36
TiO ₂	1,16	1,19	0,50	0,51	0,50	0,51	0,50	1,52	0,70	0,71
Al ₂ O ₃	2,38	2,4	5,29	5,36	1,12	1,14	3,17	3,21	0,82	0,83
Fe ₂ O ₃	0,49	0,50	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,05	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	0,11	0,11	0,41	0,42	0,53	0,54	0,43	0,44	0,42	0,42
MgO	0,08	0,08	0,30	0,30	0,0	0,71	-	-	0,28	0,28
Na ₂ O	0,05	0,05	0,12	0,12	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
K ₂ O	0,12	0,12	0,38	0,39	0,43	0,44	0,40	0,41	0,16	0,16
H ₂ O	3,89	-	1,90	-	1,58	-	1,90	-	0,86	-
п.п.п.	-	-	0,39	-	0,36	-	0,35	-	0,76	-
SO ₃	0,01	0,01	0,11	0,11	-	-	-	-	0,13	0,13
P ₂ O ₅	0,10	0,10	-	-	-	-	-	-	-	-
	101,46	100,0	100,88	100,0	100,0	100,0	100,88	100,0	100,37	100,0

Химические анализы (а) и пересчеты на безводный состав (б)
стекловидных опалитов из участка Северный
Гомшатехского месторождения.

Таблица 25

Ком- ты	8708		8709		7907	
	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	91,48	95,97	95,55	96,80	90,01	93,31
TiO ₂	0,80	0,84	0,65	0,66	1,00	0,04
Al ₂ O ₃	1,52	1,59	1,54	1,56	4,01	4,16
Fe ₂ O ₃	0,99	1,04	0,16	0,16	0,20	0,21
FeO	-	-	-	-	-	-
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	-	-
CaO	0,11	0,12	0,33	0,33	0,54	0,56
MgO	0,16	0,17	0,14	0,14	-	-
Na ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,10	0,10
K ₂ O	0,06	0,06	0,14	0,14	0,60	0,62
H ₂ O	4,60	-	2,07	-	2,90	-
п.п.п.	-	-	-	-	0,47	-
SO ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,10	0,10	-	-
	99,93	100,0	100,79	100,0	99,83	100,0
Ком- нты	7910		7917		6630	
	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	83,85	88,37	94,08	96,50	81,63	91,24
TiO ₂	1,50	1,58	0,50	0,51	0,84	0,94
Al ₂ O ₃	6,02	6,35	1,50	1,54	3,22	3,60
Fe ₂ O ₃	0,60	0,63	-	-	0,99	1,10
FeO	0,28	0,29	-	-	0,56	0,63
MnO	-	-	-	-	-	-

Ком- ты	7910		7917		6630	
	а	б	а	б	а	б
CaO	0,64	0,67	0,46	0,47	0,14	0,16
MgO	0,76	0,80	0,60	0,62	0,24	0,27
Na ₂ O	0,12	0,12	0,10	0,10	0,37	0,41
K ₂ O	1,10	1,19	0,25	0,26	1,20	1,34
H ₂ O	5,34	-	2,51	-	8,28	-
n.n.n.	0,39	-	0,45	-	1,61	-
SO ₃	-	-	-	-	0,28	0,31
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-
	100,60	100,0	100,4	100,0	99,36	100,0

Примечание: Пробы взяты из старых расчисток и шурфов Северного участка. 8703 – верхняя старая расчистка, на западном склоне, к западу от «перекрестка» на расстоянии 70 м; 8709 – к ЮЗ от «перекрестка» на расстоянии 150 м; 7907 – к западу на расстоянии 350 м от «перекрестка»; 7910 – к западу на расстоянии 300 м от «перекрестка»; 7910 – к западу на расстоянии 200 м от «перекрестка»; 6630 – старый шурф, на перевале Зангезурского хребта, в «перекрестке». Химические анализы выполнены в Центральной лаборатории Управления геологии Армянской ССР (8708, 8709) и химической лабораторией ИГН АН Арм. ССР (7907, 7910, 7917, 6630).

менты в породах вторичнокварцитово́й формации находятся в меньших количествах, чем в свежих породах. В конечную стадию кислотного выщелачивания андезитов образуются высококремнистые и малоглиноземистые, очищенные от рудных элементов породы (таблица 26-29).

Поведение элементов-примесей и петрогенных элементов в опалитах и др. породах различных фаций вторичных кварцитов, аргиллизитов и свежих вулканических пород миоплиоценовых толщ бассейна р. Салвард приводится ниже.

Монокварцевая и опаловая фации. При фумарольно-сульфатарном метаморфизме вулканических миоплиоценовых пород и образований опалитов и монокварцитов за счет пород базальт-андезит-дацитово́й серии выносятся *Al, Mg, Ca, Fe, Na, K, Mn*, а также *Sb, Ba* и *Zr*. Привнос характерен для кремнезема, воды и некоторых металлов, в частности, *Pb, Sb, Bi*, и *Sn* (тысячные и десятитысячные доли процента). Кремний и титан остаются на месте проявления процессов кислотного выщелачивания. В пределах окремненных пород остаются также *Sb, Ba* и *Zr*.

Алунитовая фация. Образование алунитсодержащих кварцитов и опалитов сопровождается также интенсивным выносом

петрогенных элементов и других рассеянных элементов, но сравнительно небольшим выносом *Al*, *K*, *Na* (в алунитовых типах пород) – значительным, хотя и меньшим, чем в монокварцевой фации.

Каолинит-гидрослюдяная фация аргиллизитов. При инертности *Si*, *Ti*, *Al* из этой фации аргиллизитов выносятся *Mg*, *Ca*, *Fe* (здесь *Fe* сохраняется на один-два порядка больше, чем в монокварцитах и опалитах), марганец, никель кобальт, ванадий. На месте проявления процесса аргиллизации остается практически вся масса *Zr*, *Yt*, *Ba*, *Be* и *Rb*.

Содержание элементов-примесей в опалитах Гомшатехского месторождения

Таблица 26

Эл.- ты	7907	7908	7910	7911	7914	7917
Al	0,24	0,24	0,56	0,075	0,024	0,042
Mg	0,0075	0,0056	0,01	0,0024	0,00032	0,00024
Ca	0,24	0,18	0,24	0,042	0,010	0,032
Fe	0,032	0,042	0,13	0,018	0,0075	0,01
Na	-	-	0,075	-	-	-
K	0,42	0,24	1,3	0,075	0,0024	0,0042
Mn	0,00018	0,0001	0,00024	0,0001	0,0001	0,00013
Ni	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	0,0013
Ti	0,13	0,075	0,32	0,32	0,056	0,18
V	-	-	-	-	-	0,00042
Cr	0,00032	0,00032	0,00024	-	-	-
Mo	-	-	0,00032	-	-	-
Zr	0,0075	0,0056	0,024	0,0075	0,001	0,0075
Cu	0,0001	0,0001	0,00013	0,0001	0,0001	0,00018
Pb	0,0013	0,0042	0,0042	0,001	-	0,00056
Sb	-	-	-	-	-	-
Bi	-	-	-	0,0018	-	-
Sn	0,001	0,001	0,001	0,001	-	-
Ga	0,00024	0,00018	0,00075	-	-	-
Yt	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-
La	0,0042	0,0032	0,01	0,42	-	-
Sb	0,1	0,075	0,24	0,042	0,024	0,0032
Ba	0,018	0,024	0,042	0,0075	0,018	0,0075
Li	0,00032	-	-	0,00018	-	-
P	0,13	0,075	0,32	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-	0,00042

Таким образом, если принять TiO_2 и SiO_2 инертными (в том числе, что они мигрируют только в областях кислотного выщелачивания), то в монокварцевой фации происходит очень интенсивный вынос всех петрогенных элементов. Часть калия и алюминия фиксируется только в алунитовой фации. В аргиллизитах, как и в алунитовых кварцитах, инертными являются также Na , K и Al . Содержание петрогенных элементов и элементов-примесей в них выше, чем в породах монокварцевой фации.

Содержание элементов-примесей в вулканических породах (свежих) миоплиоценового возраста Гомшатехского месторождения (салвардская и камрчакская толщи)

Таблица 27

Эл-ты	Базальты, андезито-базальты					
	6209	6210	6219	6212	6215	6216
Al	5,6	10	7,5	7,5	7,5	7,5
Mg	2,4	4,2	1,0	1,8	2,4	3,2
Ca	2,4	3,2	2,4	1,8	3,2	2,4
Fe	7,5	10	4,2	3,2	3,2	3,2
Na	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2
K	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2
Mn	0,042	0,10	0,042	0,042	0,1	0,13
Ni	0,018	0,018	0,01	0,0032	0,0013	0,0024
Co	0,0075	0,0056	0,0075	0,0024	0,0018	0,0056
Ti	1,0	1,0	0,24	0,13	0,18	0,18
V	0,032	0,042	0,042	0,032	0,032	0,056
Cr	0,018	0,075	0,075	0,0024	0,00032	0,0013
Mo	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032
Zr	0,013	0,024	0,013	0,01	0,0042	0,0075
Cu	0,0056	0,024	0,018	0,013	0,042	0,032
Pb	-	-	0,00042	0,00075	-	0,0042
Zn	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	-	0,00032
Sn	-	-	-	-	-	-
Ga	0,0010	0,0018	0,00075	0,0013	0,0075	0,001
Yt	0,00075	0,00075	0,00075	0,00075	0,00075	0,00075
Yb	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,00013	0,00013
La	0,0056	0,0032	0,0032	0,0042	0,0032	0,0032
Sr	0,13	0,18	0,18	0,13	0,075	0,032
Ba	0,024	0,032	0,024	0,075	0,024	0,0056
Li	0,001	0,0018	0,0018	0,00056	0,00056	0,001
P	0,00018	0,00056	0,00032	0,00042	-	-
Rb	0,0013	0,0032	0,0024	0,0032	0,001	0,0024

Продолжение 1 таблицы 27

Эл-ты	Дациты, липариты				
	6208	6221	6222	6223	6227
Al	5,6	4,2	4,2	10	5,6
Mg	2,4	0,075	0,1	0,24	0,56
Ca	1,8	0,75	0,75	4,2	1,0
Fe	4,2	0,56	0,42	1,8	1,3
Na	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2
K	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2
Mn	0,32	0,018	0,042	0,032	0,1
Ni	0,024	0,00032	0,00032	0,00042	0,00032
Co	0,0056	-	-	0,0013	0,001
Ti	1,0	0,042	0,156	0,32	0,13
V	0,01	0,00042	0,00042	0,024	0,00056
Cr	0,032	0,00042	0,00032	0,00032	-
Mo	0,00032	-	0,00032	0,00056	0,00032
Zr	0,018	0,0056	0,010	0,042	0,056
Cu	0,024	0,0013	0,00024	0,01	0,0018
Pb	-	0,0042	0,0056	0,0042	0,0018
Zn	0,00032	-	-	0,00032	0,00032
Sn	-	-	-	-	-
Ga	0,0013	0,00032	0,00056	0,001	0,0013
Yt	0,00075	-	0,001	0,0018	0,0024
Yb	0,0001	-	0,0001	0,00018	0,00018
La	0,0042	0,0032	0,0075	0,0042	0,0075
Sr	0,1	0,042	0,018	0,1	0,032
Ba	0,032	0,42	0,56	0,075	0,032
Li	0,01	0,00024	0,00056	0,0032	0,001
P	0,00013	0,00024	0,00032	0,00032	0,00032
Rb	0,0024	0,0013	0,0042	0,0075	0,0075

Продолжение 2 таблицы 27

Эл-ты	Андезиты					
	6228	6213	6214	6217	6218	6219
Al	4,2	5,6	7,5	7,5	5,6	7,5
Mg	0,075	3,2	2,4	3,2	5,6	1,0
Ca	1,0	1,8	2,4	2,4	1,8	1,8
Fe	0,56	3,2	3,2	3,2	3,2	4,2
Na	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2
K	3,2	3,2	3,2	2,4	0,75	3,2
Mn	0,018	0,10	0,042	0,1	0,13	0,042
Ni	0,00032	0,0042	0,0024	0,001	0,01	0,001
Co	-	0,0056	0,0042	0,0013	0,0075	0,0056
Ti	0,075	0,24	0,42	0,32	0,42	0,18
V	0,00042	0,032	0,032	0,032	0,042	0,056
Cr	-	0,0056	0,0032	0,00056	0,1	0,0056
Mo	0,00075	0,00032	0,00032	0,00032	-	-
Zr	0,0075	0,0056	0,0056	0,0056	0,0075	0,0056

Эл.- ты	Андезиты					
	6228	6213	6214	6217	6218	6219
Cu	0,00056	0,042	0,018	0,0056	0,013	0,018
Pb	0,0056	-	-	-	-	-
Zn	0,0032	0,00032	-	0,0032	-	0,0032
Sn	-	-	-	-	-	-
Ga	0,00056	0,00075	0,001	0,00075	0,001	0,00075
Yt	0,00075	0,001	0,00075	0,001	0,00075	0,00075
Yb	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
La	0,0075	0,0032	0,0032	0,0032	-	0,0032
Sr	0,032	0,042	0,024	0,032	0,024	0,042
Ba	0,1	0,013	0,01	0,0056	0,0042	0,0075
Li	0,001	0,00056	0,00042	0,00042	0,001	0,0024
Be	0,00032	-	-	-	-	0,0001
Rb	0,0042	0,00075	0,00042	0,00042	-	0,00075

Продолжение 4 таблицы 27

Эл.- ты	Андезиты				
	6224	6225	6226	6227	8107
Al	5,6	10	10	10	5,6
Mg	4,2	2,4	0,75	0,24	1,8
Ca	3,2	3,2	4,2	0,42	1,3
Fe	4,2	3,2	4,2	1,8	1,3
Na	3,2	2,4	3,2	3,2	3,2
K	2,4	3,2	3,2	3,2	3,2
Mn	0,032	0,075	0,075	0,0032	0,042
Ni	0,0024	0,0018	0,0056	0,001	0,0013
Co	0,0032	0,001	0,001	0,001	0,0018
Ti	0,24	0,32	0,42	0,75	0,18
V	0,032	0,024	0,032	0,042	0,010
Cr	0,0042	0,0042	-	0,013	0,00056
Mo	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032
Zr	0,0024	0,0042	0,01	0,024	0,032
Cu	0,0056	0,024	0,032	0,0056	0,0075
Pb	-	-	0,0013	0,0013	0,00042
Zn	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032
Sn	-	-	-	-	-
Ga	0,001	0,00075	0,001	0,001	0,001
Yt	0,00075	0,001	0,0013	0,00075	0,0013
Yb	0,0001	0,0001	0,00013	-	0,00013
La	0,0032	-	0,00032	0,00320	0,0075
Sr	0,042	0,042	0,075	0,042	0,10
Ba	0,0042	0,0032	0,75	0,024	0,075
Li	0,0018	0,00075	0,001	0,001	0,00075
Be	-	-	0,00024	0,000130	0,00042
Rb	0,00042	0,00042	0,0018	0,0032	0,0056

Содержание элементов-примесей в кварцитах Гомшатехского месторождения (салвардская и камрчакская толщи)

Таблица 28

Эл-ты	<i>Монокварциты</i>						
	7943	7844	7857	7864	7866	7869	7873
Al	0,56	0,24	0,032	0,075	0,056	0,18	0,10
Mg	0,0018	0,0075	0,0018	0,0018	0,0032	0,013	0,024
Ca	0,013	0,075	0,0056	0,0056	0,0075	0,01	0,056
Fe	0,056	0,0056	0,013	0,10	0,1	0,24	0,056
Na	0,032	0,032	-	-	0,042	-	-
K	0,056	0,1	0,0042	0,0042	0,0042	0,075	0,1
Mn	0,0013	0,00013	0,00024	0,00042	0,00018	0,0013	0,00024
Ni	-	-	-	-	-	-	-
Co	0,0013	0,0013	0,0018	0,00013	0,001	0,0024	0,0024
Ti	0,18	0,1	0,1	0,24	0,13	0,42	0,075
V	0,00042	0,00042	0,00042	0,00042	0,00042	0,00042	0,00042
Cr	0,00032	0,00056	0,00032	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	0,00032	0,00032	-
Zr	0,001	0,0056	0,001	0,013	-	0,0024	0,001
Cu	0,00018	0,00024	0,001	0,001	0,00024	0,001	0,00042
Pb	0,00042	0,0013	0,0032	-	-	0,00042	-
Sb	0,0032	0,0042	-	-	-	-	-
Bi	0,00042	0,00056	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	0,001	-	0,001	0,001
Ga	0,00018	0,00013	-	-	-	0,00013	-
Yt	-	-	-	0,00075	0,00075	0,00075	0,00075
Yb	-	-	-	-	-	-	-
La	0,0032	-	-	0,0032	-	-	-
Sb	0,018	0,013	-	0,0032	0,0042	0,0056	0,0032
Ba	0,0075	0,032	0,032	0,032	0,024	0,0075	0,0024
Li	0,00032	0,00018	0,0018	0,00018	0,00018	0,00024	0,00018
P	-	-	-	-	0,032	0,032	-
Rb	-	-	-	-	-	-	-

Продолжение 1 таблицы 28

Эл-ты	<i>Алуитовые кварциты</i>		<i>Лим.кварциты</i>
	7865	7877	7860
Al	7,5	0,75	0,075
Mg	0,0056	0,013	0,0032
Ca	0,24	0,018	0,032
Fe	0,24	0,18	1,0
Na	1,0	0,24	-
K	1,8	0,32	0,01
Mn	0,00056	0,00056	0,00042
Ni	0,00032	-	-
Co	0,0018	0,001	0,0013
Ti	0,32	0,32	0,1

Эл.-ты	Алуитовые кварциты		Лим.кварциты
	7865	7877	7860
V	0,0056	0,00042	0,00042
Cr	0,0056	0,00032	-
Mo	-	-	-
Zr	0,018	0,018	0,001
Cu	0,00056	0,0018	0,0013
Pb	0,0018	0,00056	-
Sb	-	-	-
Bi	0,00075	-	-
Sn	-	-	-
Ga	0,00056	0,00013	0,00013
Yt	0,00075	-	-
Yb	0,0001	0,0001	-
La	0,0032	-	-
Sb	0,1	0,032	-
Ba	0,024	0,0075	0,018
Li	0,00018	0,00018	0,00018
P	0,18	0,032	-
Rb	-	-	-

Содержание элементов-примесей в каолинит-гидрослюдистых кварцитах (аргиллизированных породах)

Таблица 29

Эл.-ты	7846	7853	8100	8102	8105
Al	7,5	10	1,8	4,2	3,2
Mg	0,32	0,75	0,13	0,056	0,18
Ca	0,32	0,32	0,32	0,13	0,32
Fe	0,075	0,24	0,18	0,24	0,13
Na	1,8	2,4	1,3	1,8	3,2
K	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32
Mn	0,0013	0,0032	0,00056	0,00024	0,0032
Ni	-	-	-	-	-
Co	0,0013	0,0018	-	-	-
Ti	0,13	0,18	0,1	0,13	0,18
V	0,10	0,024	0,0042	0,0042	0,013
Cr	0,00042	0,0024	0,00056	0,001	0,00056
Mo	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032
Zr	0,032	0,018	0,024	0,013	0,024
Cu	0,00042	0,001	0,000075	0,000056	0,000075
Pb	0,000042	0,000056	0,000075	0,0018	0,001
Sn	-	-	0,001	-	-
Ga	0,00056	0,001	0,00032	0,00042	0,00056
Yt	0,001	0,001	0,00075	-	0,001
Yb	0,0001	0,0001	0,0001	-	0,0001
La	0,01	0,0075	0,00032	0,0075	0,0056

Продолжение 1 таблицы 29

Эл.-ты	7846	7853	8100	8102	8105
Sb	0,032	0,024	0,18	0,24	0,075
Ba	0,042	0,032	0,075	0,075	0,075
Li	0,00024	0,00075	0,00032	0,0013	0,00042
P	0,032	0,032	0,1	0,13	0,1
Bi	0,0001	0,00013	0,0001	0,00013	0,00032
Rb	0,00042	0,00056	0,0024	0,0024	0,001

Продолжение 2 таблицы 29

Эл.-ты	8106	8109	8114	8120	8132
Al	4,2	3,2	5,6	2,4	3,2
Mg	0,18	0,18	0,13	0,13	0,056
Ca	0,13	0,056	0,10	0,13	0,018
Fe	0,18	0,24	0,56	0,24	0,32
Na	2,4	0,75	2,4	1,3	0,42
K	0,32	0,32	0,32	2,4	0,32
Mn	0,0042	0,00056	0,0018	0,00075	0,00056
Ni	-	-	0,001	-	-
Co	-	0,001	0,001	0,001	0,001
Ti	0,1	0,18	0,24	0,18	0,1
V	0,01	0,0075	0,01	0,0042	0,0024
Cr	0,0013	0,0018	0,01	0,0042	0,00032
Mo	0,00032	0,00032	0,00042	0,00032	-
Zr	0,013	0,013	0,018	0,013	0,0075
Cu	0,000013	0,000056	0,013	0,00013	0,00056
Pb	0,001	0,00042	0,0024	0,00042	0,00042
Sn	-	-	-	-	-
Ga	0,00042	0,00032	0,00042	0,00032	0,00032
Yt	0,00075	0,00075	-	-	0,00075
Yb	0,0001	0,0001	-	-	-
La	0,056	0,0075	0,0042	0,0056	0,0075
Sb	0,075	0,024	0,13	0,013	0,024
Ba	0,024	0,024	0,042	0,075	0,032
Li	0,00024	0,00024	0,00056	0,00024	0,0018
P	0,075	0,075	0,13	0,032	-
Bi	0,00024	0,00013	0,00032	-	0,0001
Rb	0,0024	0,0032	0,0075	0,00075	0,0013

4.1.6.2. Происхождение опалитов

В кварцитизированных породах и аргиллизитах Гомшатехского массива обогащение перемещенными компонентами не отме-

чается. Исключение составляет зона охристо-желтых лимонитовых кварцитов в привершинной полосе горы, обогащенной железом.

Гомшатехское месторождение опалитов, вторичных кварцитов и аргиллизитов представляет уникальное явление. В постэруптивный период здесь развивается интенсивный пневматолитовый метасоматоз и серная минерализация с образованием огромных объемов монокварцитов и опалитов.

Одновременно их развитие показывает, что минералогические и геохимические результаты постэруптивного процесса на различных fumarольных полях палеовулкана были различными в зависимости от состава и термодинамических параметров фумарол и сольфатар, а также палеогидрогеологических условий в области миоценового вулканизма.

Фумарольно-сольфатарная шляпа, расположенная гипсометрически выше собственно аргиллизитов фиксирует ультракислую сольфатарную зону аргиллизации [42].

Опалитовая зона, согласно Н.И. Наковнику [43], нами включается в формацию фумарольно-сольфатарных вторичных кварцитов. Известно, что процессы вторичной кварцитизации, аргиллизации по физико-химическим параметрам перекрывают друг друга. Аргиллизиты являются продуктами фумарольно-сольфатарной деятельности "в приповерхностных зонах вулканических построек с участием резко окислительных сульфатно-гидрокарбонатных и сульфатно-галоидных растворов" [44]. В ходе аргиллизации также возникают породы характерные для вторичных кварцитов [42]. Сочетание в пространстве пород двух формаций – вторичных кварцитов и аргиллизитов – в пределах Гомшатехского массива можно рассматривать как результат сопряженного во времени и пространстве единого петрогенетического процесса. Фации вторичных кварцитов характеризуются сернокислым изменением и образованием алуниита в кварцитах и опалитах. Характерные минералы здесь, кроме кварца, алуниит, каолинит и опал. Для фракций аргиллизитов характерно силикатнокалийное изменение и кристаллизация гидрослюд (характерные минералы, кроме кварца, гидросецицит, каолинит и кальцит. Газогидротермы обогащены кремнеземом, который осаждается на всех уровнях. В зонах аргиллизитов

растворы имеют высокую концентрацию калия. В зонах вторичных кварцитов, наоборот, концентрация калия и натрия резко падает. На границе вторичных кварцитов и аргиллизитов исчезают кремнистый каркас и алунит, появляются гидрослюда, монтмориллонит, другие глинистые минералы, резко увеличивается количество каолинита, в результате которого породы приобретают меловидный облик.

Происхождение вторичных кварцитов и аргиллизитов Гомшатехского массива связано с фумарольно-сульфатарной деятельностью неогеновых вулканов. В пользу этого свидетельствуют: развитие вторичных кварцитов, опалитов и аргиллизитов на площадях исключительно вулканитов средне-миоценового возраста; они образовались в результате кислотного выщелачивания миоценовых пирокластических пород жерловой и околожерловой фаций; наблюдается разрыв во времени и пространстве от олигоцен-нижнемиоценовых гранитоидных интрузивов района. Размещение гидротермальных метасоматитов вне зависимости от контактов субвулканических или экструзивных тел, тем более от плутонических интрузивов (процессы выщелачивания происходят в приповерхностной или сульфатарной фации в основном по пирокластическим продуктам Гомшатехской вулканокупольной структуры). Пирокластические породы интенсивно изменены на значительной площади (до 6 кв.км) вокруг привершинной части горы и на значительной глубине (до 500м). Постэруптивные изменения были длительными и охватили весь объем эксплозивно-обломочной толщи, среди кварцитов или аргиллизитов выходы неизменных одновозрастных пород не отмечаются.

Фумарольно-сульфатарные процессы проявились после эксплозивной деятельности вулкана, до излияния потоков андезитовых лав салвардской толщи. Потоки свежих андезито-базальтов покрывают окременную толщу пирокластов. Объемы пород, измененных сернокислотными растворами, огромны. Фумарольно-сульфатарные изменения распространены от предполагаемого центра извержения в радиусе 1,5км.

Кварциты-опалиты образовались в области аппарата миоценового вулкана Гомшатех. Мощное развитие эксплозивных продук-

тов вулканизма (суммарная мощность примерно 2км) в миоцене указывает на существование в это время на глубине газонасыщенной магмы.

Именно поэтому породы формации вторичных кварцитов образовались на площади г. Гомшатех, а не гор Салвард и Шахатех, которые, по-видимому, не были центрами эксплозивной деятельности и значительно удалены от г.Гомшатех.

4.1.6.3. О результатах поисково-оценочных и предварительных геолого-разведочных работ

Поисково-оценочные работы, проведенные Гомшатехским отрядом Центральной геолого-поисковой экспедицией ПО "Армгеология", позволили в пределах Северной части месторождения оконтурить участок развития опалитов на площади около 0,25 кв.км, которая частично (0,15кв.км) охватывает территорию Нахичевана. Пробуренными скважинами установлено, что здесь опалиты слагают залежь мощностью от 2,0 до 30,0 м. Вскрышные породы над залежью незначительные (0,5 до 2,0 м) и представлены современными рыхлыми отложениями.

На этом участке выделяются два основных типа опализированных пород: 1/ мелоподобные, пористые, белые, нередко порошковые; 2/ стекловидные, серые, пепельно-серые с раковистым изломом. Характеризуются они аморфными, криптокристаллическими и стекловатыми структурами, переходящими в тонкокристаллические структуры халцедонитов и кварцитов, с хорошей сохранностью структурных и текстурных признаков вулканических туфов и лавобрекчий. Перекристаллизованные участки, сложенные халцедоном и, вероятно, кварцем, составляют обычно 1-3%, редко 10-15% и больше от общего объема породы. Кроме основных минералов (опал, халцедон, тридимит, кристобалит), в составе опалитов в небольшом количестве присутствуют каолинит, гидросерицит, алунит (общая сумма их от 1 до 5%), а также ярозит, лимонит, гематит, гетит, суммарное содержание которых меньше 1%.

Наряду с опалитами, скважинами были подсечены аргиллизированные и свежие андезиты.

Средняя мощность опалитов на Северном участке равна 7м, исходя из этих данных ориентировочные запасы богатых *Si* опалитов составляют около 4,0 млн.т., в том числе 1,5 млн.т на территории РА.

По данным химических анализов проб, отобранных из керн-скважин, канав и расчисток, содержание *Si* в отмеченных разновидностях опалитов колеблется обычно от 84 % до 95%. При этом наиболее богатые кремнеземом разновидности слагают верхнюю часть залежи, примерно до глубины 12,0м. В пересчете на безводный состав содержание *Si* в них колеблется от 91,24% до 97,36%. Технологические испытания заводского масштаба, проведенные на Опытном заводе Института общей и неорганической химии НАН РА показали, что опалиты Северного участка Гомшатехского месторождения, взятые в целом, пригодны для получения синтетического волластонита.

4.2. Формационная систематизация месторождений и рудопроявлений Аревис-Барцраванской зоны как основа локального прогноза оруденения

В настоящем этапе развития формационного анализа в качестве важнейших элементов построения геолого-генетических моделей рудных формаций используются состав слагающей руды различных парагенетических ассоциаций минералов, особенности строения рудных тел, геолого-структурные и др. Условия формирования руд, формы рудных тел, соотношение между ними и вмещающими породами. Создание геолого-генетической модели рудной формации по В.А. Кузнецову и др. [45] преследует цель в причинном виде раскрыть и обозначить ее доминантные признаки, что существенно облегчает прогнозные построения в отличие от подходов теории распознавания образов, где оценка признаков ведется по эталонным образцам без учета их содержательности. При этом особо важное значение приобретает конвергенция рудных формаций – образование сходных и даже однотипных минеральных ассоциаций при значительно отличающихся геологических условиях в связи с различными геологическими, интрузивными и др. формациями.

Основанное на термодинамическом законе Гесса и в наиболее общей форме получившее свое отражение в основном минералогическом правиле А.Е. Ферсмана явление конвергенции "минеральных сочетаний" определяет и конвергенцию рудных формаций. Необходимость создания обобщенного модельного образа процесса рудообразования, исключаяющего влияния широко развитых в природе

Рудные формации Аревис-Барцраванской зоны

Таблица 30

<i>Генетическая группа</i>	<i>Рудная формация</i>	<i>Месторождения, рудопроявления, точки минерализации</i>
I. Пневмато-гидротермальная	Формация турмалиновых грейзенов	Рудопроявление Аревис (1).
II. Плутогенно-гидротермальная	Медно-молибденовая формация	Рудопроявления: СВ Танаат (2), Азат (3), Салвард-Мазмазак (4), Аревис (5), Нжде (6), Цахкаван-Цахкаовитские (7, 8, 9), Шорджур (10), Цгуни (11).
	Меднорудная формация	Рудопроявление СЗ Танаат (12), Аревис (12а).
	Полиметаллическая формация	Месторождение Барцраван (13), рудопроявление Салвард (14), Камрчак (15), Гижгет (16), Ахшорнер (17), Цахкашат северный (18), Цахкашат южный (19), Нахшун (20), Аргили (18а).
	Мышьяково-полиметаллическая формация	Рудопроявление Мазмазак-Аревис (22, 22а, 22б), "точка" минерализации Салвард (21).
	Золото-убогосульфидная формация	Рудопроявление Гижгет-Карсунджурское (23).
	Кварц-золоторудная формация	Рудопроявление Цахкасар (25)
	Золото-сурьяно-полиметаллическая	Месторождение Марджан (24), рудопроявление Мазмазак-Нахшун (20а), Барцраван (13а).
	Вторичнокварцитовая формация	Месторождение Ацаван (31)
III. Вулканогеино-гидротермальная	Марганцевая формация	Точка минерализации Гомшатех (26).

<i>Генетическая группа</i>	<i>Рудная формация</i>	<i>Месторождения, рудопроявления, точки минерализации</i>
	Киноварь-метацинна-баритовая формация	Месторождение Вардан (27)
	Реальгар-аурипигментовая формация	Рудопроявления Мазмазак (28), Салвард (28а), "точка" минерализации Гомшатех (26).
	Формация самородной серы	Точка минерализации (30).
IV. Вулканическая, фумарольно-сульфатарная	Опалит-монокварцит-аргиллизитовая	Гомшатех (32,33), Шахапонк (34).

явлений конвергенции, требует, в определенных случаях, кроме общих моделей рудных формаций, отражающих, как правило, лишь наиболее общие условия формирования месторождений сходного состава, разработать конкретные модели для формационных типов (субформаций), учитывающих геолого-генетические условия образования и связь месторождений с геологическими формациями.

Наиболее полное раскрытие сущности рудообразующего процесса, осуществляемое путем разработки генетических моделей рудных формаций и субформаций, необходимо не только для установления положения рудных формаций и субформаций в истории геологического развития конкретных металлогенических провинций и рудных районов, но и для прогноза месторождений определенных формационных типов, исходя из конкретных геологических ситуаций [46]. Разработаны геолого-генетические модели для конкретных объектов и типов месторождений с учетом их специфики, длительности и индивидуальных особенностей их формирования. Особого внимания заслуживают полигеннополиформационные и метаморфизованные месторождения типа Марджан-Мазмазакского, претерпевшие сложные процессы мобилизации и трансформации рудного вещества. Конкретные модельные построения позволяют избежать элементов ортодоксальности в решении генетических, классификационных и прогнозных задач для многих типов месторождений.

Все месторождения и рудопроявления зоны группируются в 10 рудных формациях, шесть из которых относятся к плутоногенно-

гидротермальной генетической группе, затем идут вулканогенная генетическая группа (3 формации) и грейзеновая (1 рудная формация) генетическая группа (1 рудная формация) (табл. 30).

Среди рудных формаций плутоногенно-гидротермальной генетической группы наиболее ценной и интересной является золото-сурьма-полиметаллическая формация. Представлена она Марджанским, Мазмазакским месторождениями, рядом перспективных рудопроявлений, расположенных в осевой полосе Аревис-Барцраванской зоны на сравнительно небольшом расстоянии друг от друга. Среди вулканогенных рудных формаций наибольший интерес представляет формация фумарольно-сульфатных опалитов – вторичных кварцитов, а также киноварь-метацинабаритовая и реальгар-аурипигментовая формации.

Глава 5. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

В пределах бассейна реки Сисиан развит региональный метаморфизм* и метасоматические образования, которые подразделяются на контактовые, пневматолито-гидротермальные, гидротермальные и фумарольно-сульфатарные генетические группы, ряд формаций и фаций.

5.1. Контактново-метаморфические и метасоматические образования

Представлены формациями магматической стадии, формирование которых происходило в связи с разновозрастными и различными по составу плутоническими комплексами – габбро-гранодиоритовым (эоцен-олигоцен) и гранит-гранодиоритовым (миоцен). По времени и условиям образования контактовые метасоматиты частично охватывают магматический этап (роговики и базифицированные породы). Интрузивные массивы миоцена (орогенная стадия) сопровождается в основном низкотемпературными фациями роговиков и очень слабым проявлением контактно-метаморфических образований, что обусловлено относительно небольшими размерами интрузивов (Салвардский и др. массивы) и быстрой кристаллизацией расплавов гранитоидного состава в близповерхностных, малоглубинных условиях. По минеральному составу и температурным условиям формирования контактно-метаморфические образования наиболее разнообразны, они связаны с интрузивами габбро-гранодиоритового состава – Аревисский, Кошакарский, Каракертский и др. массивы (раннеорогенная стадия складчатой зоны Армении).

В ореоле Аревисского гранитоидного массива и, в особенности, вдоль его юго-западного и северо-западного контактов ороговикование и базификация (железо-магнезиальный метасоматизм с

* Региональный метаморфизм показан на прогнозно-металлогенической карте, но его продукты здесь специально не рассматриваются ввиду их недостаточной изученности.

образованием горнблендитов, метапироксенитов и метагабброидов) вулканогенных пород основного состава имеют интенсивное развитие. В меньших масштабах оно проявлено также в контактах Каракертского, Кошакарского, Гижгетского интрузивов габбро-гранодиоритовой и Салвардского гранит-гранодиоритовой формаций. Термальному метаморфизму подвергаются вулканические породы обычно пропицитизированные до этого хлоритовой, эпидотовой и актинолит-альбитовой фациях регионального метаморфизма.

5.1.1. Роговиковая формация

Контактовый метаморфизм пироксен- и амфибол-роговиковой фации проявлен в ореоле Аревисского габбро-гранитоидного массива. Здесь установлена зональность, обусловленная воздействием интрузивного штока кварцевых диоритов-гранодиоритов и габброидов на вмещающие вулканические и вулканогенно-терригенные образования. Высоко- и среднетемпературная фации роговиков развиты в контактовых ореолах как габброидов (северо-западный контакт и отдельные участки вдоль юго-западного контакта), так и гранитоидов (юго-западный и северо-восточный контакты). Контактново-метаморфические породы в виде непрерывной полосы прослеживаются вокруг Аревисского массива. При этом в экзоконтактах кварцевых диоритов степень и мощность ореола метаморфизма значительно больше по сравнению с экзоконтактами габброидов.

Вмещающие породы, представленные вулканическими породами основного состава – базальтами, андезитами, различными туфами, туфопесчаниками, туфоконгломератами и др., подвергнуты контактовому метаморфизму. Роговики контактового ореола, кроме гиперстен-кордиеритовых роговиков, развитые по базальтовым породам Капутджухской вулканогенной толщи, имеют тот же возраст, что и Аревисский интрузив (средне-верхний эоцен по радиогеохронологическим данным). Возраст гиперстен-кордиеритовых роговиков по K/Ar данным – 119 млн. лет, гранитоидов – $43,0 \pm 2,5$ млн. лет (обр. 7701), габброидов – $50,0 \pm 0,4$ млн. лет (обр. 7801).

В контактовом ореоле гранитоидов и габброидов метаморфизм пород характеризуется образованием таких минералов, как

клино- и ортопироксены, амфиболы (обыкновенная роговая обманка и актинолит), плагиоклазы, биотит, кварц, эпидот, хлорит и др. По ассоциациям этих минералов в пределах ореола Аревисского интрузива выделяются три метаморфические фации (зоны). Это пироксен-роговиковая (калишпат-кордиеритовая, высокотемпературная), роговообманково-роговиковая (амфибол-роговиковая, среднетемпературная) и альбит-эпидотовая (мусковит-роговиковая, актинолит-эпидот-роговиковая, низкотемпературная).

Во внешней зоне устойчивы хлорит, эпидот, альбит (нет роговой обманки), в средней зоне – роговая обманка с основным плагиоклазом, а во внутренней – клино-ортопироксен с основным плагиоклазом, иногда и биотитом. В наиболее высокотемпературной зоне, непосредственно вдоль контактовой линии встречается ассоциация плагиоклаза с гиперстеном или диопсидом.

Кордиерит в ассоциации с гиперстеном и биотитом встречается только в тех ксенолитах, которые развиты в габброидах и кварцевых диоритах в юго-западном контакте интрузива, на северо-восточном склоне г.Кошакар. Устойчивость кордиерита с гиперстеном свидетельствует о наиболее высокой ступени пироксен-роговиковой фации. Однако геолого-петрографические и радиогеохронологические данные показывают, что гиперстен-кордиеритовые роговики ничего общего не имеют со становлением Аревисского массива. Возможно, эти роговики из контакта более древнего интрузива с возрастом более 120 млн. лет (нижний мел).

Пироксен-роговиковая или калишпат-кордиерит-роговиковая фация проявляется во внутренней части ореолов Аревисского массива. Она прослеживается непрерывно вдоль всего ореола, независимо от состава интрузива в контактовой зоне. Ксенолиты, залегающие в основных породах или кварцевых диоритах, также метаморфизованы в условиях высокотемпературной фации.

Главной парагенетической ассоциацией в условиях пироксен-роговиковой фации является кордиерит-гиперстен-биотит-магнетит. Увеличение в этой ассоциации количества биотита, кварца, калишпата, среднего плагиоклаза или андалузита указывает о переходе их в метапелитовые роговики. Однако роговики такого состава встречены лишь в ксенолитах юго-западного контакта. Здесь вза-

иоотношения Аревисского интрузива с вмещающими отложениями весьма сложные; андезиты и андезитобазальты в форме "залитов" "проникают" в массивы и интенсивно метаморфизируются на контакте с ним и до образования пород типа габбро. В эндоконтакте отмечается множество разнообразных ксенолитов, в том числе гиперстен-кордиеритовых роговиков с гнейсовыми структурами. Состав гиперстен-кордиеритовых роговиков (%): кордиерит - 45, гиперстен - 22, биотит - 18, плагиоклаз - 10 и кварц - 5 (обр. 8460), или кордиерит - 50, гиперстен - 14, клинопироксен - 16, кварц - 3, биотит - 15, магнетит - 2 (обр. 8452).

В контакте с этими роговиками отмечаются различные габбро: дупироксеновые, нормальные, амфиболовые, а также кварцевые диориты и гранодиориты. Вблизи ксенолитов отмечается очень пестрый состав магматических пород.

Мощность зон пироксеновых роговиков менее 15-20м, чаще всего не более 5м (на северном склоне г.Кошакар, в контакте с кварцевыми диоритами). Мощность зоны пироксеновых роговиков в контакте с габбровыми породами достигала 15-20м (северо-восточный склон г.Кошакар). Роговики тонкозернистые, мелкозернистые с гранобластовыми структурами и состоят из пироксена, плагиоклаза, рудного минерала, иногда немного кварца и малых чешуек биотита (обр.8470). Текстура массивная, пятнисто-полосчатая. Микрогранобластовые скопления пироксена часто располагаются в виде жил, струй на общем фоне роговиков этой фации. Чешуйки биотита рассеяны неравномерно. Содержание кварца незначительно (2-3%). Образует микрогранобластовые скопления. Непосредственно у линии контакта интрузива (северный склон г.Кошакар) установлена ассоциация, состоящая из пироксена, биотита и плагиоклаза, она образуется за счет роговообманковых андезитов.

В роговиках, пространственно ассоциирующих с роговообманковыми, андезитами в пределах этой же контактовой полосы встречены следующие парагенезисы: диопсид – основной плагиоклаз – биотит, роговая обманка – плагиоклаз – биотит.

На расстоянии 15-20м от контактной линии роговики состоят из клинопироксена, плагиоклаза и биотита (обр. 8471), при этом количество (%) плагиоклаза - 60, клинопироксена - 17, биотита - 15,

магнетита - 8. Ближе к контактной линии наблюдается укрупнение чешуек биотита, но их количество уменьшается. Состав (%): плагиоклаз - 64, пироксен - 27, биотит - 4, магнетит - 5. Отмечаются и безбиотитовые парагенезисы с плагиоклазом пироксеном и клинопироксеном. Ближе к контактной линии зернистость роговиков увеличивается, исчезают порфиробласты и пятнистые текстуры. Местами вблизи контакта отмечаются биотит-плагиоклазовые роговики. Биотит реакционно замещает роговую обманку. Вероятно, это биотизированные роговики роговообманковой фации.

Внутри пироксеновой фации отмечаются и роговики, содержащие ортопироксен. Состав такого роговика (%): клинопироксен - 18, ортопироксен - 5, биотит - 3, роговая обманка - 5, магнетит - 3, кварц - 2, плагиоклаз - 64 (обр. 7810). Структура пойкилобластовая, гранобластовая. Отмечаются и роговики с повышенным содержанием кварца (35%), в них на долю плагиоклаза приходится 50, клинопироксена - 10, а магнетита - 5%.

Интересные ассоциации роговиков наблюдаются в ксенолитах, встреченных в габброидах и кварцевых диоритах Аревисского массива. Только в них установлена наиболее высокотемпературная ассоциация с кордиеритом и гиперстеном. Это темно-серые, почти черные, мелкозернистые, равномерно-зернистые породы. Возраст их намного древнее (119 млн. лет), чем пород массива (40-50 млн. лет), поэтому гиперстен-кордиеритовые роговики рассматриваются нами независимо от метаморфических процессов, имевших место на данном уровне в контакте Аревисского массива. Вероятно, это роговики, образовавшиеся на контакте более древних интрузивов мезозойского возраста.

Амфиболовая фация или фация роговообманковых роговиков имеет наибольшее развитие, она характерна для внешних контактовых ореолов Аревисского и других (Гехинского, Лернашенского, Кошакарского, Каракертского и др.) массивов габбро-гранодиоритовой формации. Она развита вокруг магматических тел как основного, так и кислого (гранитоидного) состава. Часто отмечается на расстоянии 10-20м от контакта, где она сменяется пироксен-роговиковой. На расстоянии 30-50м от контакта она сменяется низкотемпературными роговиками альбит-эпидотовой фации.

Парагенезисы метабазитовых роговиков обычно характеризуются небольшим числом минералов амфибол-роговиковой фации. Единственная ассоциация в ореоле Аревисского массива сложена роговой обманкой, плагиоклазом (\pm кварц, биотит, магнетит). Из минералов этой фации наибольшее развитие имеют амфиболы и плагиоклазы. Местами к ним прибавляются биотит и кварц. В контактовом ореоле габбро-гранитоидных интрузивов с вулканическими породами основного состава отсутствуют ортоклаз, кордиерит, андезин или гранаты, обычно характерные для метапелитовых ассоциаций амфиболовых роговиков.

На основании исследования контактовых роговиков можно утверждать, что максимальные мощности пироксен-кордиеритовых и амфиболовых роговиков в ореолах гранитоидных и габброидных интрузивов небольшие (порядка 20-30 и 40-50м соответственно), нигде они не превышают 75-100м.

Амфиболовые роговики с различным содержанием плагиоклаза и в различной степени базифицированные (до образования крупно- и грубокристаллических пород типа горнблендитов, метапироксенитов и метагаббро) занимают вполне определенное положение в ореолах интрузивов кварц-диоритового и гранодиоритового состава.

В этой фации отмечаются и кварц-полевошпатовые (иногда с биотитом) ассоциации, но их развитие весьма ограниченное и не совсем характерное. Обычно роговики этой фации подвергаются железо-магнезиальному метасоматозу, что выражается в перекристаллизации амфиболов и плагиоклазов, замещении пироксенов амфиболами в условиях привноса магния, железа и выноса кремния. Эти явления развиты на контакте Аревисского массива, вблизи одноименного села, в ущелье р.Салвард.

Состав амфиболовых роговиков (%): плагиоклаз - 70, роговая обманка - 25, магнетит - 5. Биотит связан с позднее проявленной неравномерной биотизацией.

На роговики контактовых ореолов и ороговикованных ксенолитов из эндоконтактной зоны Аревисского интрузива (северо-восточные склоны г.Кошакар) отмечается наложение термального метаморфизма и метасоматизма под воздействием гранитоидной

магмы. Здесь внутри кварцевых диоритов широко развиты ксенолиты различных изверженных пород, роговики и реликтовые участки более ранних фаз, претерпевших повторные изменения: ороговикование, железо-магнезиальный метасоматоз (в форме амфиболитизации и биотитизации) и кремнещелочной метасоматоз (фельдшпатизация).

Альбит-эпидотовая фация роговиков характеризуется в основном тем же минеральным составом, что и низкотемпературная пропилитизация, поэтому почти невозможно определить ее границы, особенно внешние. Исчезновение роговой обманки указывает на начало внешней, низкотемпературной зоны роговиков. Вблизи Салвардского массива вулканические породы метаморфизованы в фации альбит-эпидотовых роговиков.

Ширина зоны метаморфизма около 1 м. Наиболее слабо измененные породы вблизи контакта обнаруживают пятна хлорита или эпидота по основной массе. Непосредственно у контакта появляется биотит. Минеральные парагенезисы в низкотемпературных роговиках характеризуются присутствием биотита, хлорита, эпидота, серицита и кварца. Возможно, часть хлоритов и эпидотов является реликтовой. В экзоконтактах Салвардского массива широко проявились гидротермальные изменения ранее образованных роговиков, что затушевывает роговиковые структуры, затрудняет определение их истинного минерального состава. Эти породы в различной степени аргиллизированы или окварцованы, местами переплетаются с явлениями грейзенизации.

Интрузивные образования раннеорогенной стадии в основном сопровождаются формированием роговиков высокотемпературных и среднетемпературных фаций, что обусловлено их составом, температурой магмы и условиями глубинности становления. Наиболее разнообразные по минеральному составу и температурным условиям образования роговики связаны с габбровыми и гранитоидными интрузивами раннеорогенной стадии (поздний эоцено-олигоцен). Интрузивы позднеорогенной стадии (нижний миоцен) сопровождаются исключительно низкотемпературными фациями роговиков, что обусловлено быстрой кристаллизацией в малоглубинных приповерхностных условиях.

5.2. Пневматолито-гидротермальные метасоматиты

В пределах бассейна реки Сисиан значительное развитие имеют высокотемпературные метасоматические образования, связанные с пневматолито-гидротермальными процессами, сопровождающими становление Салвардской интрузии. Представлены они кварц-слюдяно-турмалиновыми грейзенами, которые вместе с метасоматическими жилами кварца образуют единое поле метасоматически измененных пород. На всей территории Баргушатского хребта и Мегринского плутона грейзены кварц-слюдяной фации пока встречены только в бассейне р.Сисиан.

5.2.1. Грейзеновая формация

Развита в апикальной части Салвардского интрузивного массива и в породах его кровли, которые имеют площадное развитие и сложены из мусковита серицита, кварца, турмалина. Характеризуются они пятнистой, сноповой, радиально-лучистой текстурами, шелковистым блеском, гематобластовой, порфиробластовой, сноповой, центрической структурами. На фоне мелкочешуйчатых индивидов бесцветной слюды и микрогранобластов кварца более крупные зерна кварца и пластинки мусковита образуют гломеробластовые скопления. Общее содержание слюд достигает 80%. Мусковит и серицит образуют крупные чешуйки и пластинки, турмалин – тонкие удлинённые призмы, слагающие радиально-лучистые и сноповидные агрегаты. На лепидобластовой структуре, сложенной из кварц-слюдяного агрегата в виде пятен и лепидобластов, выступает турмалин. Количество турмалина в метасоматитах грейзеновой формации колеблется в пределах от 1-2% до 8-10% и больше. Макроскопически турмалин черный, под микроскопом почти бесцветный, сине-серый. Кроме радиально-лучистых агрегатов, турмалин образует также и гранобласты и микрогранобласты, которые наиболее широко развиты в относительно свежих, слабо грейзенизированных порфиридных гранодиоритах, и поэтому предполагается, что они являются более ранними, т.е. поздне-магматическими образованиями. Это в особенности касается микрогра-

нобластов, которые отмечаются также в центральных частях турмалиновых "солнц". Удлиненные призмы и иглы турмалина пронизывают гломеробластовые агрегаты кварца и мусковита, мозаичные агрегаты вторичного кварца, что свидетельствует о его более позднем образовании.

В грейзенах структуры исходных пород почти полностью уничтожены, в них выделяются зоны различной степени грейзенизации, в которых сохранились кристаллы плагиоклаза, частично замещенного серицитом, мусковитом или кварц-слюдяным агрегатом. Раньше всех замещаются вкрапленники полевых шпатов. Между зернами серицитизированного плагиоклаза сохраняется основная масса, состоящая из кварца, калишпата, турмалина в виде призм, гранобластов и тонких иголочек.

Процесс грейзенизации завершается образованием "ядер" кварца с жилovidными, трубообразными ответвлениями. К ним непосредственно прилегают узкие слюдисто-кварцевые зоны, переходящие в кварц-слюдяные грейзены, затем грейзенизированные гранодиориты и свежие гранодиориты.

Кварц-слюдяная фация грейзенов имеет наибольшее развитие среди других фаций грейзенов и занимает в общем несколько тысяч квадратных метров в пределах Салвардского гранитоидного интрузива.

В пределах интенсивно грейзенизированных зон в результате метасоматических процессов вдоль трещин различной ориентировки образованы кварцевые жилы, характеризующиеся многочисленными раздувами, пережимами и ответвлениями. В минеральном составе этих жил местами участвует также белый целестинобарит в виде крупнокристаллических радиально-лучистых и сноповидных агрегатов. Размеры лучистых агрегатов обычно 1-3см, иногда 5см, выделяются в друзовых полостях, нарастают на стенках трещин или на гребенчатом кварце в центральных частях раздувов жил и гнезд.

Переход от свежих гранитоидов к грейзенам происходит через следующие метасоматические зоны: грейзенизированный гранодиорит – кварц-слюдяной грейзен с турмалином – слюдисто-

кварцевый грейзен – кварц-целестинобаритовый грейзен – кварцевый грейзен.

В минеральном составе грейзенов и грейзенизированных гранитоидов развита молибденитовая минерализация, которая местами образует значительные концентрации.

Турмалин является одним из характерных минералов грейзенов, образование его не завершается в пневматолитовой стадии, а переходит и в гидротермальную стадию. Он также, как и ассоциирующий с ним молибденит, образуется в весьма широком диапазоне изменения температуры и давления. Глубина формирования рассматриваемых турмалиновых грейзенов примерно составляет 1,5-2км, хотя для грейзенов характерны глубины порядка 3-4км. Приведенные в предыдущей главе результаты анализов турмалина показывают, что в ней содержатся и другие признаки гидротермального этапа оруденения.

5.3. Гидротермальные метасоматиты

В пределах палеоген-неогенового вулканогенного поля бассейна р.Сисиан широко развиты гидротермальные метасоматиты, представленные вторичными кварцитами, аргиллизитами, березитами и пропилитами.

Аргиллизиты и вторичные кварциты развиваются по вулканитам как миоценового (Гомшатеж, Нахшунсар или Шахапонк), так и средне-верхне-эоценового возраста (Марджан, Мазмазак, Ацаван, Барцраван, Карсунджур и др.). Палеогеновые эффузивно-экструзивные образования являются продуктами доплутонического, предорогенного, а миоплиоценовые – послеплутонического, орогенного, наземно-континентального вулканизма. Этим двум этапам геологического развития соответствуют свои гидротермальные циклы с характерными локальными и региональными метасоматическими формациями.

В связи с формированием Зангезурского складчато-глыбового блока с бурным андезито-базальтовым вулканизмом эоцено-олигоцена(?), предшествовавшим габбро-гранитному плутонизму, и последующего сиалического андезито-дацитового вулканизма мио-

плиоцена неоднократно проявились гидротермальные процессы, формировались региональные метаморфические формации (пропилиты), локальные или так называемые акцессорные метасоматические и околорудные формации внутри них в виде "включений" (аргиллизиты, вторичные кварциты, березиты и др.).

Региональные и локальные метасоматические формации и околорудные формации бассейна р.Сисиан генетически связаны с предороженным предшествующим вулканизмом (нижний(?)—средний эоцен, верхний эоцен), орогенным плутонизмом (нижний олигоцен—нижний миоцен) и последующим орогенным вулканизмом (нижний(?)—средний—верхний миоцен) при значительной роли разрывных нарушений.

Полученные данные позволяют заключить, что региональные метасоматические комплексы имеют определенную вертикальную зональность: от ломонтит-прениит-кварцевой (цеолитовой), пумпеллиит-прениит-кварцевой к хлоритовым и актинолитовым пропилитовым зонам. Это позволяет оценить степень эродированности региона после формирования гидротермальных метасоматитов и рудных месторождений.

В пределах пропилитизированных вулканогенных толщ локальные метасоматические неоднородности (аргиллизиты, березиты, вторичные кварциты, т.е. собственно гидротермальные метасоматиты) по уровню сложности внутреннего строения, по существу, являются метасоматическими формациями. Традиционно именно эти образования выделяются в качестве метасоматических формаций, которые в последнее время называют локальными, акцессорными и петрологическими – или просто эпипородами, т.е. элементами регионально-метасоматических формаций, под которыми понимаются "статистические устойчивые ассоциации эпипородных тел, взаимосвязанных единой структурой" [42]. Под регионально-метасоматическими формациями, согласно этим представлениям, объединяются различные эпипородные (т.е. метасоматические, эпигенические) тела, сложенные пропилитами, аргиллизитами, вторичными кварцитами, березитами.

Эпипородные тела, в свою очередь, характеризуются сложным внутренним строением и состоят из закономерной ассоциации

нескольких метасоматических зон шириною от нескольких сантиметров до мощных зон размером в десятки и сотни метров.

5.3.1. Формация вторичных кварцитов

Гидротермальные метасоматиты этой формации встречаются как в палеогеновых (Гехакар, Капутджух), так и неогеновых вулканогенных толщах (Кармчак). Вторичные кварциты формируются в результате различных петрогенетических процессов, которые отличаются по физико-химическим параметрам.

Процесс формирования вторичных кварцитов Д.С.Коржинский рассматривает как малоглубинный аналог грейзенизации [47]. Н.И. Наковник считает вторичные кварциты образованиями фумарольно-сульфатарной деятельности в приповерхностных и поверхностных фациях [43]. В этом случае процесс вторичной кварцитизации не отделяется от аргиллизации.

Данная локальная метасоматическая формация развивается вне зависимости от конкретных интрузивов и субвулканических тел. Она занимает значительные площади (от 0,5-1,0 до 5-6 кв.км) среди вулканогенных толщ палеогена и неогена. Процесс образования вторичных кварцитов в неогене выражен более интенсивно. Однако с ними не ассоциирует рудная минерализация, и они практически стерильны от руд цветных и редких металлов.

В пределах Марджанского рудного поля отмечаются преимущественно кварц-серицитовые, кварц-гидросерицитовые гидротермальные метасоматиты с примесью реликтовых минералов пропилитов: хлорита и селадонита. Эти ассоциации характерны для формации и вторичных кварцитов, и березитов. Однако повсеместное присутствие карбонатов во внешних и промежуточных зонах вышеуказанных гидротермальных метасоматитов позволяет отнести их к формации березитов.

Многочисленные дайки гранодиорит-порфиров Марджанского рудного поля также гидротермально интенсивно изменены, как и вмещающие пирокластические породы андезитового состава. Основная мелкозернистая масса гранодиорит-порфиров замещена вторичными минералами: серицитом, гидросерицитом, кварцем,

карбонатом, а также частью глинистыми минералами. Калиевые полевые шпаты обычно сохраняются неизменными в гидротермальных метасоматитах. Дайки рудного поля характеризуются ассоциацией гидротермальных минералов, типичных для березитов. Парагенезис карбонатов с кварцем и серицитом свидетельствует о низкотемпературном гидротермальном процессе.

В Марджанском рудном поле отсутствуют вулканические породы кислого состава, и изменения типа вторичных кварцитов менее вероятны, чем березитов. Кроме того, дополнительным аргументом в пользу березитизации является приуроченность метасоматитов к разрывным нарушениям и дайкам гранодиорит-порфириров. Таким образом, наиболее вероятным гидротермальным изменением в Марджанском рудном поле является березитизация. Общеизвестно, что изменения типа березитизации исключительно широко распространены в золото-рудных полях.

Гидротермально метасоматические породы Марджанского рудного поля в целом можно отнести к двум формациям: березитам (большая часть поверхности рудного поля) и вторичным кварцитам.

Вторичные кварциты района с.Ацаван связаны с вулканизмом позднего эоцена – раннего олигоцена(?), гидротермальным метасоматизмом вулканической фации глубинности. Это, собственно, вторичнокварцитовый процесс, в результате которого образовались массивы монокварцитов (в центральной части) и серицитовых кварцитов (в промежуточных зонах). В периферической зоне кварциты переходят в эпидот-хлоритовые пропициты с ассоциацией хлорита, эпидота.

5.3.2. Аргиллизитовая формация

Аргиллизация широко распространена и характерна для большинства золотополиметаллических и медно-молибденовых месторождений бассейна р.Сисиан (Марджан, Мазмазак, Барцраван), а также для месторождений формации фумарольно-сульфатных кварцитов-опалитов (юго-западный склон г.Гомшатех). Аргиллизиты рассматриваются в качестве завершающих средне-низкотемпературных стадий грейзенизации и березитизации. Широко

развиты в пределах рудных месторождений (Марджан, Мазмазак), которые локализованы в средне- и верхнеэоценовых вулканогенных комплексах. Аргиллизиты местами являются, главным образом, как продукт фумарольно-сульфатарной деятельности в приповерхностных зонах вулканических аппаратов под воздействием резко окисленных сульфатно-гидрокарбонатных и сульфатно-галлоидных растворов [43, 44].

5.3.3. Березитовая формация

Породы типа березитов (гидросерицитовые березиты) развиты в пределах Марджанского рудного поля по пирокластическим образованиям среднего состава гехакарской толщи, дайкам гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов. В составе гидротермальных метасоматитов отмечаются обычно два минеральных парагенезиса. Основную массу метасоматитов образуют кварц и гидрослюда, на фоне которых несколько позже развивается карбонат (анкерит, часто пирит).

Хотя обычно березитизация наиболее отчетливо развивается по кислым и среднекислым породам, в бассейне р.Сисиан березиты (гидросерицитовые) отмечаются в основных и средних породах (Марджан, Ацаван). В березитах Марджанского рудного поля карбоната (иногда и реликтового хлорита) больше, чем серицита и кварца. Однако не исключено, что гидротермальные метасоматиты Марджанского рудного поля относились к двум разновозрастным циклам – средне-верхнеэоценовому (березиты, вторичные кварциты с хлоритовыми пропилитами во внешних зонах) и средне-верхнемиоценовому (аргиллизитовая, вторично-кварцитовая с пропилизитизированными андезитами во внешних зонах гидротермальных метасоматитов).

5.3.4. Пропилитовая формация

Пропилитизация имеет региональное распространение и охватывает весь разрез палеогеновых вулканогенных толщ. В пропилитах и пропилизитизированных вулканитах и вулканогенно-тер-

ригенных породах палеогеновых толщ, кроме типоморфных минералов (эпидот, клиноцоизит, актинолит, альбит, пренит и пумпеллиит), отмечаются также кальциевые цеолиты (реликты низких ступеней гидротермального метасоматизма), пироксены, амфиболы, плагиоклазы (реликты первичных минералов исходных пород), гидросерицит, серицит, каолинит, кварц (новообразования в виде агрегатных псевдоморфоз по вкрапленникам полевых шпатов или автоморфных кристаллов, рассеянных в основной массе). Последние являются т.н. гидротермальными метасоматитами в виде включений, пятен, прожилков или вуалевых метасоматитов [42] и понижают породы всех толщ палеогенового возраста бассейна р. Сириан.

В пропилитизированных породах минералы пропилитовой ассоциации редко превышают 40-50%, обычно составляют 20-25%, нередко 10-15%. Первичные минералы вулканитов (плагиоклазы, амфиболы и пироксены) часто присутствуют среди эпидот-альбит-актинолитовой, эпидот-хлоритовой, пренит-пумпеллиит-хлоритовой массы. Эпидот наиболее характерный минерал в пропилитизированных вулканитах палеогена, в частности, нижнего-среднего(?) эоцена (гижгетская толща). В гехакарской толще – средний-верхний эоцен или верхний эоцен-олигоцен (?) – его количество падает и уступает место хлоритам. Карбонат наиболее характерная примесь в парагенезисах пропилитов. Он почти всегда встречается в ассоциации с эпидотом и хлоритом; эпидотом, актинолитом и альбитом; эпидотом и актинолитом. При микроскопических исследованиях отмечается его поздний характер по отношению к минералам пропилитов, а также к минералам аргиллизитовой, вторично-кварцитовой ассоциаций. Кроме цеолитовой зоны (среднее течение р. Гижгет, район слияния двух притоков реки Гижгет – Карсунджур и Говахгет), карбонат отмечается во всех типах гидротермальных метасоматитов.

В разрезах палеогеновых вулканогенных толщ отмечаются пумпеллиитовые или пумпеллиит-пренитовые пропилиты (с эпидотом, хлоритом, примесью кальцита, а также серицита, каолинита), хлоритовые пропилиты (с эпидотом, карбонатом, кварцем и примесью минералов кварц-серицитовой и кварц-гидросерицитовой

ассоциаций, т.е. агрегатов, характерных для аргиллизитов и вторичных кварцитов). Наиболее широко распространены хлоритовые пилиты по пирокластическим породам гехакарской толщи, эффузивным и субвулканическим образованиям Капутджухского плекса. Актинолитовые пропилиты встречаются в нижних частях гижгетской толщи (нижнее течение одноименной реки). В актинолитовых пропилитах местами появляется альбит, который образует аморфные кристаллы, скопления в основной массе. В актинолитовых пропилитах гижгетской толщи постоянно присутствуют альбит и хлорит. В них отмечаются также эпидот и клиноцоизит. Кроме нижней части гижгетской толщи, актинолит с альбитом (особенно альбит) больше нигде не отмечается.

Хлорит и эпидот, как правило, образуют агрегатные псевдоморфозы по первичным минералам, выполняют миндалины, жёлуди, трещинки. Образуют также микрогломеробластовые скопления в основной массе. Отмечаются автоморфные кристаллы. Часто с ними ассоциирует кварц.

5.3.5. Околорудные метасоматиты

Гидротермальные околорудные изменения, проявившиеся вдоль рудных жил и зон на разных горизонтах Марджанского золотополиметаллического месторождения, не отличаются особой роторой. Так, на нижнем горизонте месторождения (штольня №3, рассечка 13 на 54м) в лежащем боку полиметаллической жилы в приконтактной части наблюдается сплошная гидрослюдистая масса с обильной пиритизацией, переходящей на небольшом удалении (до 1,0м) в карбонат – гидрослюдисто-кварцевую породу и далее в эпидот-карбонатную фацию пропилитов (рис. 40а).

Вдоль другой рудной жилы (в той же штольне №3, штр.4, рас.13) в висячем боку непосредственно у контакта наблюдается карбонат-гидрослюдистая порода, в то время как в лежащем боку карбонат отсутствует (рис.40б). На этом же горизонте, как в штольне №3 (штрек 3а, рас.7), так и в штольне №4, в ряде случаев рудные прожилки располагаются в частично пропилитизированных андези-

тах эпидот-хлоритовой ступени, где лишь по альбитизированному плагиоклазу наблюдается серицит (рис. 40в).

На верхнем горизонте (штольня №5, на 115м) в приконтактовой части полиметаллической жилы наблюдается монокварцевая порода с редкими чешуями серицита, переходящая на первом метре в кварц-серицитовую, обильно пиритизированную породу и далее через карбонат-серицитовую (гидрослюдистую) с кварцем породу к пропицитизированным андезитам (рис. 40в). На этом же горизонте (штольня №5 на 126 м) рудная жила развивается в дайке гранодиорит-порфира. Здесь вдоль кварц-карбонат-полиметаллической жилы наблюдается карбонат-гидрослюдистая порода (рис. 40г). Опробование проводилось и выше, на горизонте штольни №8 на 330м вдоль полиметаллической жилы и барит-полиметаллического прожилка на 25м с обоих бортов. Непосредственно в приконтактовой части наблюдается карбонат-гидрослюдистая порода (0,5м), переходящая в эпидот-хлорит-карбонатную субфацию пропицитов. В той же штольне №8 на 170-180м вдоль полиметаллического прожилка вслед за карбонат-гидрослюдистой породой наблюдается каолинит, и порода приобретает карбонат-гидрослюда-каолинит-кварцевый облик с обильной пиритизацией (рис. 40е).

В ряде случаев (штр, 4а, 221м) в непосредственном контакте с рудной жилой развита кварц-серицитовая ассоциация. На верхнем горизонте в штольне №2 околорудные гидротермальные изменения также не отличаются особой пестротой. Встречаются монокварцевые, кварц-серицитовые (гидрослюдистые) и карбонат-серицит-кварцевые зоны. На этом же уровне в канавах, расположенных поблизости, наряду с вышеотмеченными зонами в сильно обеленных разностях пород в шлифах наблюдается каолинит, и порода приобретает каолинит-гидрослюдистый облик.

Субвулканические гидротермально измененные андезитодациты миоплиоценового возраста, которые содержат реальгар-аурипигментное оруденение, характеризуются следующей ассоциацией новообразованных минералов: гидросерицит + каолинит + кварц + пирит + реальгар + аурипигмент.

Околорудные метасоматиты Мазмазакского, Барцраванского и Варданского месторождений отмечены при их описании.

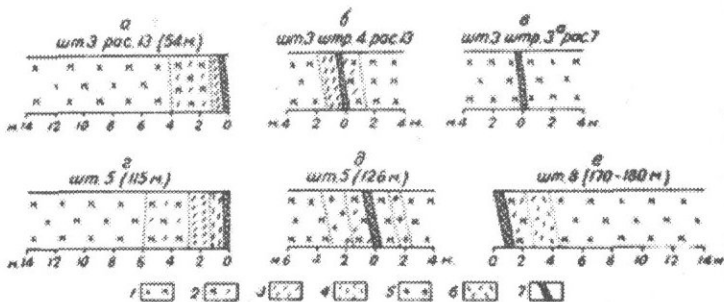


Рис. 40 (а,б,в,г,д,е). Околорудные гидротермальные изменения, проявившиеся вдоль рудных жил и зон на разных горизонтах Марджановского месторождения.

5.4. Фумарольно-сульфатарные образования

Вторичные кварциты Гомшатехского и Нахшункарского (Шахапонкского) массивов формировались в результате фумарольно-сульфатарных процессов в связи с миоплиоценовым сиалическим вулканизмом. Такие массивы кварцитов формируются в приповерхностной и поверхностной сульфатарной фации глубинности. Сходные процессы приводят к формированию метасоматитов аргиллизитовой формации, в которых монокварциты или опалиты также являются их обычными фациями. На основании этого вторичные кварциты массивов Гомшатех и Нахшункар можно рассмотреть также в составе аргиллизитовой формации. Аргиллизитовое тело метасоматитов на юго-западном склоне г.Гомшатех состоит из гидросерицитово́й (кварц + серицит + гидросерицит), каолинитовой (кварц + каолинит + альбит) и, по-видимому, монтмориллонитовой (альбит + монтмориллонит) зон. Вторичные кварциты занимают большую часть Гомшатехского массива гидротермальных метасоматитов и сложены зонами монокварцитов, алунитовых, каолинитовых, серицитовых кварцитов, а также опалитов, которые местами через промежуточную зону гидросерицитовых березитов переходят в хлоритовые пропилиты. Такой набор полифациальных метасоматических пород, связанных единым петрогенетическим

процессом и единой структурой Гомшатехского вулканического аппарата, может быть определен как пропилиито-аргиллизито-вторично-кварцитовая метасоматическая формация.

Гидротермальные метасоматиты (вторичные кварциты и аргиллизиты Гомшатехского и Нахшункарского (Шахапонкского) массивов), развитые в полях миоценовых вулканических пород, безусловно генетически связаны с собственно вулканогенными и постэруптивными процессами. Крупные поля развития пневматолитового метасоматоза постэруптивной стадии деятельности средневерхнемиоценовых вулканов (Гомшатех и Шахапонк) представляют возможность непосредственно и полнее изучить эти процессы, т.к. сохранились прекрасные разрезы по вертикали (около 400м) и по горизонтальному направлению. Фумарольно-сульфатарные метасоматиты миоплиоценового возраста бассейна р.Сисиан представляют уникальные образования и имеют большое значение для изучения вопросов формирования полихронных рудных месторождений. Почти во всех рудных полях региона фиксируется реальгар-аурипигментовое оруденение, которое генетически связано с постэруптивным процессом миоплиоценовых вулканов.

Интенсивный пневматолитовый метасоматоз установлен в пределах вулканических аппаратов Гомшатех (гидротермально изменен, видимо, весь главный конус вулкана) и Шахапонк (один из побочных кратеров палеовулкана Шахапонк превращен в кварциты и аргиллизиты). Этот массив аргиллизитов-кварцитов расположен в верховьях р.Нахшунгет, занимает площадь примерно в 4 кв.км. Нахшунский массив метасоматитов, видимо, приурочен к одному из "газовыводящих" разломов или к месту пересечения тектонических трещин, к юго-востоку от предполагаемого главного кратера Шахапонк. Последний расположен около одноименной вершины, где в агломератовых туфах и лавовых брекчиях сосредоточены несколько крупных некков андезитового состава.

Вертикальная зональность в разрезе Нахшункарского массива сверху выражена следующим образом: монокварциты, алунитовые кварциты (с примесью серицита, гидросерицита, мусковита и тонкодисперсной серы), аргиллизиты (гидросерицит, каолинит, кварц с примесью хлорита, монтмориллонита), пропилиты (эпидот,

хлорит, кварц с примесью каолинита и гидросерицита). Как видно из приведенного разреза, в этом массиве наблюдаются сходные метасоматические фации (кроме опалитовой), которые ранее нами наблюдались на склонах эродированного палеовулкана Гомшатех.

Намечается следующая зональность в распределении пропилитов различных ступеней пропилитизации.

1. Пумпеллиитовые или пумпеллиит-пренитовые пропилиты (пумпеллиит-пренитовая ступень) развиты в верхних горизонтах гехакарской вулканогенно-обломочной толщи (водоразделы р.р. Нахшунгет и Камрчак) и верхней части Капутджухского комплекса (склоны г. Пкин).

2. Хлоритовые пропилиты (эпидот-хлоритовая ступень) в равной степени развиты в пределах Капутджухского комплекса и гехакарской толщи и верхней части гижгетской. Сопровождаются карбонатом, серицитом, гидросерицитом, а также каолинитом.

3. Актинолитовые пропилиты (эпидот-актинолитовая ступень) отмечены пока исключительно в нижней части гижгетской толщи. Характеризуется присутствием альбита и относительно низким содержанием карбоната.

Пумпеллиитовые пропилиты (или пумпеллиит-пренитовая ступень) выделены условно. Они фактически являются реликтами среди хлоритовых пропилитов.

Пропилиты и пропилитизированные породы рассматриваемого региона характеризуются довольно сложным внутренним строением. В их пределах отмечаются поля с цеолитами (верхние части гижгетской и гехакарской толщи) и локальные участки с развитием пренит-пумпеллиитовой ассоциации (среднее течение р. Камрчак, водораздельная часть р.р. Камрчак и Нахшунгет, склоны г. Пкин). Пропилиты с хлоритом, клиноцоизитом, актинолитом и альбитом отмечаются в нижней части вулканогенно-терригенной гижгетской толщи. Это пропилиты эпидот-актинолитовой ступени. По существу, эта ассоциация минералов пропилитов соответствует низкой ступени регионального метаморфизма. Кроме того, интенсивность пропилитизации проявлена неравномерно, изменяется в широком диапазоне: от 5-10% до 40-50% поствулканических вторичных минералов. Значительные участки моно-, двуминеральных

или полных метасоматитов пропилитовой фации не отмечены в данном регионе (эпидоты и др.).

Таким образом, в бассейне р.Сисиан наибольшее распространение имеют низкотемпературные пропилиты, т.н. хлоритовые пропилиты с характерным парагенезисом эпидота с хлоритом и обязательным присутствием карбоната (всегда более позднего), каолинита, серицита или гидроклорицита.

Пропилитизированные толщи пород на многих участках, вдоль глубинных или локальных разломов, зон повышенной проницаемости превращены в зоны и массивы аргиллизитов, вторичных кварцитов или березитов – Гомшатехский массив вторичных кварцитов, опалитов и аргиллизитов, Нахшунский массив монокварцитов и аргиллизитов, Ацаванский массив вторичных кварцитов, Мазмазакский массив аргиллизитов, зоны аргиллизитов и березитов в Марджанском рудном поле, зоны монокварцитов в Барцраванском рудном поле и т.д. В пределах палеогеновых вулканогенных толщ пока невозможно четко разграничить плутогенные, вулканогенные и тектоногенные гидротермально-метасоматические образования. Гидротермальные метасоматиты, развитые в миоплиоценовых вулканитах, по времени оторваны от олигоцен-нижнемиоценовых интрузивов и расположены далеко от этих массивов. Экструзивные и субвулканические тела, размещенные в синхронных вулканогенных толщах (в палеогеновых или неогеновых), не сопровождаются ореолами термальной зональности. Распределение гидротермальных метасоматитов бассейна р.Сисиан связано или с зонами тектонических нарушений (Марджан, Барцраван, Мазмазак, Ацаван) или с вулканическими сооружениями (Гомшатех, Нахшункар).

В рудных полях бассейна р.Сисиан гидротермально изменены не только палеогеновые вулканиты, но и значительно позже внедренные интрузивные тела нижнеолигоценового и нижнемиоценового комплексов, поздний дайковый комплекс, т.н. малые интрузивы ущельев р.р.Мазмазак и Шахапонк, а также миоплиоценовые вулканиты, в частности, породы нижней пирокластической камрчакской толщи миоценового возраста (формации сольфатарных аргиллизитов и вторичных кварцитов). Пропилиты и пропилитизированные породы, развитые внутри палеогеновых вулканогенных

толщ, относятся к региональным метаморфическим формациям, так как они сформированы до внедрения габбро, гранитоидных интрузивных массивов и интенсивность пропилитизации не связана с контактными ореолами массивов.

На примере рассматриваемых гидротермальных метасоматитов можно выделить аргиллизиты и вторичные кварциты различного происхождения: сольфатарные аргиллизиты и кварциты (Гомшатех, Нахшункар) и гидротермальные кварциты и аргиллизиты субвулканической фации (Ацаван, Мазмазак, Марджан). В аргиллизитах сольфатарного происхождения над аргиллизитовой зоной юго-западного склона г.Гомшатех залегают синхронные алунитовые кварциты и опалиты с примесью самородной серы. В периферических зонах их эпидотовые парагенезисы отсутствуют. Вторичные кварциты Ацаванского массива или аргиллизиты Марджанского рудного поля по краям переходят в хлорит-эпидотовые пропилиты.

По составу парагенезисов минералов (эпипород) гидротермальные метасоматиты Ацаванского и Барцраванского рудных полей занимают промежуточное положение между пропилитами и березитами. По горизонтали вторичные кварциты заменяются пропилитами. В центральных частях развиты монокварциты, серицитовые кварциты, в промежуточных зонах серицитовые березиты (с серицитом, карбонатом и кварцем). В краевых частях Ацаванского массива гидротермальных метасоматитов развиты хлоритовые пропилиты с эпидотом, хлоритом и карбонатом. В пределах этого массива отмечается ассоциация пропилитов, березитов и вторичных кварцитов. В сущности, это т.н. пропилито-березито-вторично-кварцитовая формация.

Набор метасоматических пород Марджанского и Мазмазакского рудных полей можно отнести к пропилито-березито-аргиллизитовой формации. Здесь развиты аргиллизиты (гидросерицит, каолинит, кварц, хлорит, пирит), гидросерицитовые березиты (гидросерицит, кварц, карбонат, серицит) в центральных и околорудных зонах. В периферических зонах они переходят в хлоритовые или пумпеллиит-пренитовые пропилиты (хлорит, пренит, пумпеллиит, кварц, карбонат с примесью эпидота). В Мазмазакском

рудном поле карбонат имеет относительно подчиненное развитие, иногда отсутствует в гидротермальных метасоматитах. Аргиллизиты здесь зонально связаны с гидросерицитовыми березитами и хлоритовыми пропилитами. Эта зональность прослеживается и по вертикали, и по латерали. Аргиллизиты с глубиной сменяются березитами (центральная часть Марджанского месторождения), далее пропилитами (на уровне р.Камрчак). Аргиллизиты отмечаются на водоразделе р.р.Нахшунгет и Камрчак, т.е. в верхних горизонтах месторождения. В этих аргиллизитах отмечаются реликты пренита и пумпеллита.

Глава 6. ВТОРИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ И ПОТОКИ РАССЕЯНИЯ БАССЕЙНА Р.СИСИАН

На территории бассейна р.Сисиан, характеризующейся разнообразием и сложностью биоклиматических, рельефно-морфологических, геологических и гидрогеологических условий, для решения вопроса выбора наиболее рационального комплекса поисков полезных ископаемых по вторичным ореолам и потокам рассеяния необходимо осуществить ландшафтно-геохимическое деление с выделением классов водной миграции химических элементов и соединений, рельефно-морфологических, геолого-литологических элементов.

6.1. Геохимические типы ландшафтов (г.т.л.)

В основу ландшафтно-геохимического деления исследованной территории положен принцип, предложенный А.И.Перельманом [56]. Основной таксонометрической единицей деления, базирующейся на анализе климатической, почвенной и растительной особенностях территории, является тип ландшафта. Составлена карта геохимических ландшафтов, на которой выделены шесть геохимических типов: альпийский, субальпийский, сухих лесов и кустарников, лесостепной, умеренно влажных степей, горно-луговой (рис. 41).

Альпийский г.т.л. на исследованной территории занимает площадь между высотными отметками 2700 и 3200м на западной и южной частях района. Отличается характерной растительностью – мхи, лишайники и непродуктивные биомассы. Своей абиогенностью ландшафт четко выделяется среди остальных г.т.л. Рельеф характеризуется большой крутизной и сильной расчлененностью, что способствует интенсивному промыванию почв и коры выветривания атмосферными осадками. Продукты выветривания выносятся как поверхностным стоком, так и грунтовыми водами.

В первую очередь мигрируют *Ca*, *Na*, *Mg*, *K* и *Cl*, в результате чего возникает избыток CO_2 [48]. Последний уже не нейтрализуется, и воды, просачиваемые в небольших количествах, при-

обретают кислую реакцию по всей площади г.т.л., где в качестве типоморфного выступает водородный ион.



Рис. 41 Геохимические типы ландшафтов Аревис-Барцраванской зоны: альпийский, H класс (1), субальпийский, H класс (2), сухих лесов и кустарников, H класс (3), лесостепной, $H \rightarrow Ca$ класс (4) и Ca класс (5), умеренно влажных степей, $H \rightarrow Ca$ класс (6) и Ca класс (7).

Альпийский г.т.л. развит на горно-луговых, коричневых, среднезерновых, маломощных почвах, образовавшихся на продуктах выветривания базальтов, андезитобазальтов и андезитов. Мощность почвенного покрова не превышает 30-35см и только на сравнительно пологих участках она достигает более значительных величин. Характеризуется интенсивным выносом материала из зоны гипергенеза. Преобладающая фаза выноса – механическая денудация. Продукты хомогенного выветривания транспортируются за пределы ландшафта поверхностным стоком, который резко превалирует над подземным. Преобладающие формы нахождения элементов в водном потоке – взвеси, затем коллоиды и, наконец, ионная.

Субальпийский г.т.л. занимает значительную площадь на центральной, южной и северо-западной частях исследованной территории. Ограничивается между высотными отметками 2350 и 2700м. Он развит на более дифференцированных почвах, образовавшихся на элювиально-делювиальных продуктах выветривания базальтов, андезитобазальтов, андезитов. Это в основном горные черноземы, горно-луговые остепненные, коричневые, коричнево – каштановые почвы мощностью в среднем 50-60см. Здесь также проявлен вышеотмеченный ряд геохимических процессов с преобладанием кислого класса водной миграции элементов и с типоморфным ионом водорода. В пределах ландшафтов этого типа, которые либо элювиальные, либо трансэлювиальные, вынос материала происходит в любых формах. Некоторая небольшая аккумуляция механической составляющей происходит лишь на отдельных пологих участках рельефа. Наземный сток сильно преобладает над подземным. Продуктивность биомассы по сравнению с альпийским г.т.л. заметно выше, но ее роль остается подчиненной. Находится он в геохимическом сопряжении с нижерасположенными и выше-расположенными г.т.л.

Площадь охвата г.т.л. *сухих лесов и кустарников* сравнительно небольшая. Охватывает берега р.Камрчак и отдельные небольшие участки на берегах р.Гижгет. Развита на лесных, коричневых, на поверхности выщелоченных, послелесных бескарбонатных почвах, сформировавшихся на элювиально-делювиальных образо-

ваниях базальтов, андезитобазальтов, андезитодацитов, липаритов и т.д. Мощность этих почв составляет 50-70см. В их пределах возрастает роль органических кислот, которые определяют образование органокомплексных соединений многих металлов. В илювиальном горизонте, расположенном на глубине 50-70см, происходит накопление вещества, транспортированного с поверхности. На поверхности почв характерна кислая среда с типоморфным водородным ионом. На глубине 20-40см образуется переходящий класс от кислого к кальциевому, а на глубине более 40см преобладает типично кальциевый класс с характерным углекислым кальцием.

Лесостепной г.т.л. занимает наибольшую площадь на исследованной территории и охватывает почти всю ее северо-восточную, западную и южную части. Развит на кислых, переходящих в кальциевый и кальциевых классах почв. Это темно-каштановые, бескарбонатные, послелесные, остепненные почвы, горные черноземы со средней и большой мощностью, а также светло и темно-каштановые карбонатные почвы. Они образовались на продуктах выветривания элювиально-делювиальных отложений базальтов, андезито-базальтов, андезитов, андезитодацитов, дацитов и диатомитовых глин. Для почв с переходным классом типоморфным является ион водорода (на поверхности и в приповерхностных частях), а для почв с кальциевым классом типоморфным является подвижный углекислый кальций. В пределах распространения почв первого класса привнос-вынос материала в определенной мере сбалансирован, а в пределах второго класса преобладает аккумуляция выщелоченного и привнесенного материала. Форма передвижения аккумулирующегося материала в основном солевая. И рельеф, и геолого-литологическое строение г.т.л. с кальциевым классом способствуют накоплению материала, где основными ингредиентами являются карбонатные соединения. Находится в геохимическом сопряжении с альпийским, субальпийским и лесным г.т.л.

Г.т.л. умеренно-влажных степей охватывает восточные части бассейна р.Сисиан в виде узкой полосы, вдоль берегов р.Сисиан, протягивается от центральной части района исследований к северо-востоку. Развит на почвах речных долин, образовавшихся на

песчано-гравийно-щебнистых наносах, а также на остепненных лесных почвах, образовавшихся на элювиально-делювиальных продуктах выветривания базальтов, андезито-базальтов, липаритов и т.д. Как правило, занимает аккумулятивные формы рельефа (долины рек) и поэтому характеризуется большой мощностью почвенного покрова. Г.т.л. обладает двумя классами водной миграции элементов: кислым, переходящим в кальциевый, и кальциевым. Наиболее интенсивная аккумуляция ионно-коллоидной составляющей привнесенного материала происходит в почвах с кальциевым классом. В целом находится в геохимическом сопряжении со всеми вышеописанными г.т.л. и занимает более нижнее аккумулятивное положение.

Горно-луговой г.т.л. в виде небольших участков распространен в пределах субальпийского и лесостепного г.т.л. Избыток органических соединений определяет кислый класс водной миграции элементов. Развит на лугово-степных почвах с варьируемой мощностью от нескольких см до 0,8-1,0м. Этот г.т.л. преимущественно трансэлювиальный. Характерно слабое заболочивание почв, которые покрыты налетом оранжево-охристого цвета.

6.2. Гидрогеологические и гидрохимические зоны

Региональной областью питания рассматриваемой территории является площадь, ограниченная восточными склонами Зангезурского и северными склонами Баргушатского хребта. Интенсивная расчлененность рельефа и большое количество атмосферных осадков (700-750мм) определяют своеобразие природных условий района в целом и отдельных его участков в частности. Несмотря на значительную степень трещиноватости развитых на южных и западных участках пород, из-за большой крутизны рельефа наземный сток преобладает над подземным.

Региональной областью разгрузки вод исследованной территории является р.Сисиан, а для района в целом – р.Воротан. Вертикальный гидродинамический разрез района представляется следующим образом: а) зона местного стока; б) зона регионального стока; в) зона вод глубокой циркуляции.

Воды зоны местного стока, как правило, имеют многочислен-
ные выходы с дебитом до 1л/сек. Для них характерна небольшая
глубина циркуляции. Из-за сильной расчлененности рельефа они
выклиниваются на поверхность в виде родников. Водами этой зоны
формируются верхние притоки р.Сисиан, наиболее крупными из
которых являются р.р.Веригет, Цацигет, Занг, Каракерт, Мазмазак-
Салвард, Камрчак, Айри и др.

По своим физико-химическим свойствам рассматриваемые
воды строго подчинены биоклиматическим условиям, химическому
составу почв, рыхлых новообразований и пород, в пределах кото-
рых циркулируют. По типу циркуляции выделяются: воды подзоны
аэрации, грунтово-трещинные и пластово-трещинные воды.

Воды подзоны аэрации имеют небольшое распространение
и представлены выходами с весьма незначительными дебитами (до
0,05 л/сек). На всей территории исследований зафиксированы всего
4 выхода. По химическому составу эти воды в основном гидро-
карбонат-хлоридные, кальций-магний-натриевые. Поскольку рас-
стояние между участками формирования и разгрузки небольшое,
химический состав вод не может полностью отражать состав почв,
в которых они циркулируют. В водах обнаружены только те эле-
менты, выщелачивание которых происходит интенсивнее и быстрее
(табл. 31).

Состав вод подзоны аэрации

Таблица 31

Эле- менты	Инт.код. мг/л	Тип. ан. мг/л	Усредн. зн. мг/л	Тип. ан. мг/экв.	Тип. ан. % экв.
Na ⁺ +K ⁺	3,68-11,27	8,97	8,45	0,39	26,0
Ca ²⁺	8,16-14,28	14,28	10,71	0,71	47,33
Mg ²⁺	2,43-4,86	4,86	4,25	0,40	26,67
Cl ⁻	4,26-5,68	5,68	4,97	0,16	10,67
SO ₄ ⁻²	6,17-17,69	7,00	10,19	0,14	9,33
HCO ₃ ⁻	36,60-73,20	73,20	54,9	1,20	80,00
M	94,86-183,0	114,00	126,00	-	-
SiO ₂	16,38-45,36	10,16	27,30	-	-
pH	7,60-7,95	?	7,78	-	-

Максимальное значение минерализации этих вод достигает
183 мг/л, что обнаружено только в одной пробе. Для более точного
изображения общей картины химизма вод подзоны целесообразно

выделить две группы вод: родниковые воды и воды произвольных выходов (табл. 32,33). К последним отнесены те воды, участки формирования и разгрузки которых каждый год и даже в разные сезоны годы меняются.

Состав вод родников подзоны аэрации

Таблица 32

Элементы	Родниковые воды				
	Инт.сод. мг/л	Тип. ан. мг/л	Усредн. зн. мг/л	Тип. ан. мг/экв.	Тип. ан. %экв.
Na ⁺ +K ⁺	8,28-18,85	12,18	12,54	0,53	14,06
Ca ²⁺	13,46-63,23	48,96	36,29	2,44	64,72
Mg ²⁺	4,19-9,73	9,73	7,73	0,80	21,22
Cl ⁻	4,26-7,10	5,68	5,56	0,16	4,24
SO ₄	7,82-19,75	19,75	12,48	0,41	10,88
HCO ₃ ⁻	73,20-231,80	195,20	155,55	3,20	84,88
M	118,26-335,96	315,50	246,94	-	-
SiO ₂ ⁻²	12,6-32,28	15,12	20,79	-	-
pH	6,94-8,32	8,19	8,13	-	-

Состав вод произвольных выходов подзоны аэрации

Таблица 33

Элементы	Воды произвольных выходов				
	Инт.сод. мг/л	Тип. ан. мг/л	Усредн. зн. мг/л	Тип. ан. мг/экв.	Тип. ан. % - экв.
Na ⁺ +K ⁺	2,07-13,56	10,58	7,86	0,46	24,47
Ca ²⁺	8,56-29,39	22,44	16,50	1,12	59,57
Mg ²⁺	3,65-9,24	3,65	5,77	0,30	15,96
Cl ⁻	4,26-5,68	5,68	5,16	0,16	8,51
SO ₄ ²⁻	6,17-16,05	15,23	10,84	0,32	17,02
HCO ₃ ⁻	39,04-122,00	85,40	78,30	1,40	74,47
M	102,00-180,66	171,00	150,60	-	-
SiO ₂	13,86-35,28	13,86	25,26	-	-
pH	7,55-8,31	8,31	-	-	-

Воды первой группы принадлежат к гидрокарбонат-сульфатному, кальций-магний-натриевому классу (по типичному анализу), воды второй группы – гидрокарбонат-сульфатные, кальций-натрий-магниевые. Основной отличительной чертой их является минерализация, которая в первом случае достигает 335мг/л, во втором – 180мг/л. Как показывают результаты анализов, легко выщелачиваемые элементы в водах обеих групп выступают почти оди-

наковыми содержаниями. Минерализация в водах первой группы повышается только за счет их продолжительной циркуляции.

Пластово-трещинные воды распространены не столь широко и представлены гидрокарбонат-сульфатным, кальций-натрий-магниевым классом. На поверхности они проявлены в основном в виде родников, минерализация которых в подавляющем большинстве не превышает 200 мг/л (табл. 34).

Состав пластово-трещинных вод подзоны аэрации

Таблица 34

Элементы	Инт.сод. мг/л	Тип. ан. мг/л	Усредн. зн. мг/л	Тип. ан. мг/экв.	Тип. ан. % экв.
Na ⁺ +K ⁺	3,22-20,23	11,27	10,28	0,49	21,21
Ca ²⁺	4,49-57,12	28,56	25,34	1,42	61,47
Mg ²⁺	3,89-9,73	4,86	6,54	0,40	17,32
Cl	4,26-5,68	4,26	5,21	0,12	5,19
SO ₄ ²⁻	6,99-45,68	18,93	21,52	0,39	16,88
HCO ₃ ⁻	29,30-195,2	109,80	98,09	1,80	77,93
M	95,87-305,68	195,68	182,95	-	-
SiO ₂	11,34-25,20	11,34	17,43	-	-
pH	6,87-8,21	7,71	7,78	-	-

Зона вод регионального стока расположена ниже зоны местного стока и выше местного регионального базиса эрозии, которым является р.Сисиан. Питание этой зоны связано с подзоной пластово-трещинных вод зоны местного стока. Питание наземными водами происходит только на небольших участках района.

Характеризуются они стабильностью физико-химических параметров в годовом разрезе и замедленным движением по основному направлению дренирования.

В пределах Марджан-Мазмазакского рудного поля горные выработки тяжелого типа почти полностью дренируют воды зоны регионального стока. Выходя на поверхность, они выступают как рудничные воды.

За пределами участков оруденения состав вод гидрокарбонат-сульфатный, кальций-натрий-магниевый (по типичному анализу) (табл. 35).

В опробованных водах максимальное значение минерализации составляет 368 мг/л, что для вод зоны регионального стока считается весьма невысоким.

Зона вод глубокой циркуляции залегает ниже зоны регионального стока и, условно, ниже регионального базиса эрозии. Исходя из общеструктурных особенностей района, можно полагать, что движение их направлено к северо-востоку, к региональному базису эрозии района р.Воротан.

Состав вод зоны регионального стока

Таблица 35

Элементы	Инт.сод. мг/л	Тип. ан. мг/л	Усредн. зн. мг/л	Тип. ан. мг/экв.	Тип. ан. % экв.
Na+K	7,36-16,32	9,20	11,17	0,40	16,95
Ca	8,16-57,30	30,6	26,34	1,53	64,83
Mg	4,86-13,76	4,86	8,21	0,40	16,95
Cl	4,97-7,81	5,68	5,88	0,16	6,78
SO ₄	7,82-85,59	28,81	25,1	0,60	25,42
HCO ₃	24,4-262,3	97,6	109,63	1,6	67,8
M	82,68-367,78	208,28	182,12	-	-
pH	4,4-7,77	7,77	6,92	-	-

В табл. 36 приведены данные по мазмазакской группе родников и по минеральной воде, которая зафиксирована на правом берегу р.Гижгет, в 500 к югу от с.Аревис.

Состав вод зоны глубокой циркуляции

Таблица 36

Эл.-ты	Мазмазакская группа родников			Минеральная вода			
	Инт.сод. мг/л	Тип. ан.	Тип. ан.	Тип. ан. %-экв.	Содержание элем.		
					мг/л	мг/л	% экв.
Na+K	7,13-42,76	8,97	0,39	6,07	38,39	1,67	18,29
Ca	63,23-306,3	75,48	3,77	58,72	40,80	2,04	22,34
Mg	14,95-38,87	18,24	1,50	23,36	60,80	5,00	54,76
Cl	4,97-8,52	5,68	0,16	2,49	15,62	0,44	4,82
SO ₄	201,22-852,63	242,8	5,06	78,82	225,50	4,69	51,37
HCO ₃	48,8-219,6	73,20	1,20	18,69	244,00	4,00	43,81
M	407,71-1414,3	527,00	-	-	634,26	-	-
SiO ₂	55,44-60,48	55,44	-	-	75,60	-	-
pH	5,74-7,74	6,00	-	-	6,34	-	-

Воды мазмазакской группы родников циркулируют в миоценовых вулканитах среднего и кислого состава. В них мине-

реализация в отдельных случаях достигает значений >1000 мг/л, рН среды варьирует в пределах 5,7-7,7, но преобладают слабокислые значения. При них трудноподвижные в нейтральной среде элементы приобретают способность интенсивного выщелачивания и мигрируют на большие расстояния. Так, магний, который из вулканогенных пород извлекается водами с большим трудом и его содержание в водах других зон не превышает значения 6-7 мг/л, здесь составляет почти 40,0 мг/л. Значительны также содержания кремниевой кислоты. Еще одной отличительной чертой вод группы является резкое повышение содержания сульфат-иона, которое достигает 850 мг/л. В целом минеральные воды бассейна р.Мазмазак относятся к сульфат-гидрокарбонатному, кальций-магниевому классу (по типичному анализу).

Гижгетская минеральная вода выходит на поверхность с весьма незначительным дебитом (0,5-0,7 л/сек). Циркулирует в миоплиоценовых вулканитах среднего и основного состава и разгружается в верхнеплиоценовых аллювиальных, делювиально-пролювиальных отложениях. Возможно выщелачивание этими водами и пород среднего и кислого состава нижнего олигоцена-нижнего миоцена. Об этом свидетельствует и огромное содержание в воде кремниевой кислоты – 120 мг/л и минерализация свыше 600 мг/л; рН этой воды составляет 6,34, содержание магния – 60,8 мг/л является редким явлением для вод этого района. По классу вода относится к сульфат-гидрокарбонатному, магний-кальций-натриевому.

Благоприятные условия и длительность циркуляции способствовали выщелачиванию рудных элементов. В водах группы мазмазакских родников обнаружены Fe – от 0,28 до 103,1 мг/л, Cu – 0,008-0,13 мг/л, Zn – 0,01-0,65 мг/л, в трех пробах обнаружены As – 0,05-0,07 мг/л, Mn – 0,44-1,21 мг/л, Mo – 0,005-0,006 мг/л. В приведенном типичном анализе (табл. 38) содержания составляют: Fe – 13,00 мг/л, Cu – 0,008 мг/л, Zn – 0,5 мг/л, Mn – 1,21 мг/л, Mo – 0,005 мг/л.

В Гижгетской минеральной воде содержания выявленных элементов составляют: Fe – 7,8 мг/л, Zn – 0,015 мг/л, Mn – 1,21 мг/л, As – 0,13 мг/л, а медь и молибден не обнаружены.

В общем режиме и балансе вод Аревис-Барцраванской зоны ощутимую роль играют рудничные воды Марджан-Мазмазакского рудного поля.

В отдельных пробах рудные компоненты в водах зоны окисления месторождения составляют значительную концентрацию. Так: *Zn* – 4,8 мг/л, *As* – до 0,08 мг/л, *Fe* – до 4,8 мг/л и т.д. (таб. 37).

В одной пробе зафиксировано содержание золота, подвижность которого меньше зависит от кислотно-щелочных условий среды. По приблизительным расчетам годовой вынос этого элемента водами участка составляет 0,32 кг.

Состав рудничных вод Марджанского участка

Таблица 37

Элементы	Инт.сод. мг/л	Усред. зн. мг/л	Типичн. ан.		
			мг/л	мг/экв.	% экв.
Na ⁺ +K ⁺	14,71-29,20	20,15	16,55	0,72	12,24
Ca ²⁺	81,02-128,52	93,66	83,64	4,14	70,29
Mg ²⁺	10,76-29,18	18,18	12,16	1,00	16,97
Cl	4,97-8,52	6,61	7,10	0,20	3,40
SO ₄ ²⁻	165,83-402,04	227,85	176,95	3,69	62,65
HCO ₃ ⁻	12,2-183,0	132,68	122,00	2,00	33,95
SiO ₂	17,64-27,72	23,40	22,68	-	-
M	454,87-670,11	532,46	454,87	-	-
pH	4,00-8,35	7,37	8,14	-	-
Fe	0,08-4,80	1,18	0,08	-	-
Cu	0,0007-1,70	0,21	0,20	-	-
Zn	0,01-4,80	0,54	0,02	-	-
Mn	0,02-11,00	2,28	0,19	-	-
As	0,02-0,08	0,076	0,20	-	-
Mo	не обн.-	-	-	-	-
Pb	-0,0175	0,0097	-	-	-
Cd	не обн.	-	-	-	-

Воды, дренирующие участок месторождения, принадлежат к сульфат-гидрокарбонатному (часто сульфатному), кальций-магниевому классу и имеют максимальную минерализацию для вод района – 1728мг/л. В отдельных пробах зафиксированы превышающие 10%-экв. содержания хлора, но этот элемент во всех случаях занимает последнее место в анионном ряду. В некоторых точках, прямо на выходе вод на поверхность, зафиксированы значения pH среды 2,5-3,0. В микрокомпонентном составе вод установлено

высокое содержание железа, которое является результатом повсеместной распространенности пирита, который быстро окисляется, а образовавшийся сульфат железа при условиях $pH < 6$ приобретает высокую подвижность [49].

В рудничных водах Мазмазакского участка (рис. 37, 38) обнаружен свинец, но он не является типичным элементом, поскольку известна труднорастворимость сульфата свинца [50]. В зависимости от кислотно-щелочных условий участка, он мигрирует на сравнительно небольшое расстояние и быстро осаждается.

Состав рудничных вод Мазмазакского участка

Таблица 38

Элементы	Инт.сод. мг/л	Усред. зн. мг/л	Типичн. ан.		
			мг/л	мг/экв.	%
Na+K	5,52-55,64	24,98	30,58	1,33	9,43
Ca	54,32-360,62	197,17	177,84	8,87	62,91
Mg	1,14-62,79	33,23	38,87	3,20	22,70
Cl	4,26-11,36	7,50	7,10	0,20	1,42
SO ₄	166,25-898,72	538,13	599,12	12,47	88,44
HCO ₃	39,04-372,71	155,75	87,24	1,43	10,14
SiO ₂	45,36-65,52	57,98	60,48	-	-
M	358,38-1728,03	1002,59	954,25	-	-
pH	5,74-7,59	6,72	6,59	-	-
Fe	0,2-103,10	15,96	12,00	-	-
Cu	0,0005-0,13	0,029	0,016	-	-
Zn	0,01-3,60	0,53	0,05	-	-
Mn	0,22-3,85	1,12	1,43	-	-
As	0,02-0,08	0,048	0,02	-	-
Mo	0,005-0,006	0,0039	не обн.	-	-
Pb	0,002-0,008	0,0043	не опр.	-	-
Cd	0,005/1 /	-	-	-	-

Основным поставщиком молибдена является молибденит молибденовых проявлений. Наличие марганца в водах можно объяснить как окислением руд, так и существованием в подземных водах бескислородной глеевой среды с Eh от 0,2 до - 0,3В, при котором марганец может поступать в воды из вмещающих пород [51]. Мышьяк в воды поступает в результате окисления минералов мышьяка [49].

6.3. Вторичные ореолы по данным гидрохимических, почвенно-гидрохимических, металлотрических и биогеохимических исследований.

В результате применения различных методов исследований, проведенных в пределах бассейна реки Сисиан, выделены вторичные ореолы и потоки рассеяния элементов. Формы и конфигурации их для каждого из методов разные и, естественно, обусловлены не только особенностями распределения химических элементов в объектах исследования, но и отбором проб, чувствительностью и точностью анализа, интерпретацией полученных результатов. Дифференциальный анализ результатов каждого из примененных методов исследования безусловно будет способствовать правильной оценке каждого из вторичных ореолов и потоков рассеяния, которые выделяются на основании синтеза всего комплекса данных.

6.3.1. Результаты гидрохимических исследований

Используя многолетний опыт гидрогеохимических исследований [50-54] и основываясь на полученных новых данных, сделана попытка выявить закономерности поведения элементов в водах, установить основные гидрогеохимические признаки оруденений и степень эффективности применения этого метода в зависимости от ландшафтно-геохимических особенностей района.

Альпийский г.т.л. характеризуется кислым классом водной миграции элементов. Выходами вод не богат. По всей его площади зафиксировано всего 7 родников и истоков рек, имеющих наиболее стабильный характер действия в годовом разрезе.

В таблице 39 приведены результаты исследований вод альпийского г.т.л., полученные гидрохимическим и спектральным анализами из сухих остатков. Эти воды принадлежат к гидрокарбонат-сульфат-хлоридному, кальций-магний-натриевому классу с максимальной минерализацией 183мг/л, что зафиксирована в пределах гидротермально измененной зоны у истоков р. Камрчак.

Некоторые микрокомпоненты в вышефоновых значениях обнаружены только в водах упомянутой зоны гидротермально измененных пород, где рН, в частности, имеет самое низкое значение

для здешних вод – 7,23. Этот состав вод нельзя считать характерным для альпийского г.т.л., поскольку эти воды принадлежат к Марджан-Мазмазакскому полю оруденения. Воды, циркулирующие в пределах альпийского г.т.л., мало информативны и гидрохимический метод не может быть применен в качестве поискового. Для установления *Ag*, *Sr*, *Ba*, иногда – *Pb*, которые в фоновых водах гидрохимическим анализом не фиксируются, можно применять метод исследования сухих остатков вод.

Содержание элементов в водах альпийского г.т.л.

Таблица 39

Элементы	Гидрохимический анализ			Спектральный анализ сухих остатков		
	Инт.код. мг/л	Тип. ан. мг/л	Тип. ан. мг/экв.	Эл-ты	Инт.код. %	Тип. ан. %
1	2	3	4	5	6	7
Na ⁺ +K ⁺	5,52-11,79	8,74	23,9	Si	8,8-20,0	14,08
Ca	4,49-22,44	12,24	38,36	Al	0,041-3,066	0,044
Mg	3,65-8,52	7,29	37,74	Mg	1,32-27,5	24,64
Cl ⁻	4,26-5,68	5,68	10,06	Ca	11,2-40,88	33,00
SO ₄ ²⁻	6,17-15,23	11,11	14,47	Fe	0,066-0,73	0,106
HCO ₃ ⁻	29,3-97,6	73,20	75,47	Na	1,15-3,30	3,30
SiO ₂	17,64-45,36	25,20	-	K	1,5-5,475	3,96
M	95,87-182,82	118,26	-	Mn	0,0036-0,017	0,0057
pH	7,23-8,31	8,08	-	Cu	0,0009-0,013	0,0025
Fe	не обн.- 0,2	не обн.	-	Ag	0,0005-0,073	0,0018
Cu	не обн.- 0,006	не обн.	-	Pb	не обн.-0,0031	не об.
Zn	не об.- 0,02	не обн.	-	Zn	x-0,00083	не обн.
Mn	не обн.-0,055	не обн.	-	Mo	не об. – 0,0013	не об.
				Sr	0,09-0,495	0,246
				Ba	не об. – 0,185	0,185

Субальпийский г.т.л. характеризуется кислым классом водной миграции элементов и поскольку занимает значительную площадь, протягиваясь от юга к северо-западу и северу, его гидрохимическая картина рассматривается по отдельным участкам.

Воды северного участка, согласно 8 пробам (табл.40), принадлежат к гидрокарбонат-сульфатному, кальций-магний-натриево-му классу. Максимальное значение минерализации достигает 200мг/л. Выявление микрокомпонентов носит эпизодический характер. Привлекает к себе внимание наличие золота в пр. №29 (0,0002мг/л) в верхних течениях р.Цацигет.

Центральный участок характеризуется водами гидрокарбонатного, кальций-магниевого класса. Максимальное значение минерализации составляет 250 мг/л, рН=7,70. Ни один микрокомпонент гидрохимическим анализом не обнаружен, а спектральный анализ указывает на их очень небольшие содержания в сухих остатках вод (табл.40).

Содержание элементов в водах субальпийского г.т.л.

Таблица 40

Эл.-ты	Гидрохимический анализ			Спектральный анализ сухих остатков		
	Инт.сод. мг/л	Типичный ан.		Элементы	Инт.сод. %	Тип. ан. %
		мг/л	мг/кв.			
1	2	3	4	5	6	7
<i>Северный участок</i>						
Na ⁺ +K ⁺	4,14-17,79	5,29	17,97	Si	7,5-14,7	13,5
Ca	8,56-14,28	11,42	44,53	Al	0,024-6,17	0,0756
Mg	4,64-7,04	5,84	37,50	Mg	1,8-14,7	13,5
Cl	4,26-4,97	4,26	9,38	Ca	7,5-13,5	13,5
SO ₄ ²⁻	7,00-10,29	7,82	19,50	Fe	0,013-10,0	0,1
HCO ₃ ⁻	48,8-97,6	61,0	78,12	Na	0,75-3,0	1,8
SiO ₂	32,76-37,8	37,8	-	K	1,3-3,5	2,7
M	98,4-204,5	155,63	-	Mn	не об.-0,147	0,0023
pH	не отр.	-	-	Cu	0,0002-0,035	0,01
Fe	0,006-0,32	0,006	-	Ag	x-0,015	0,0023
Cu	не об.-0,01	не обн.	-	Pb	не об.-0,001	0,001
Zn	не об.	не обн.	-	Zn	не об.-0,012	x
Mn	не обн.	не обн.	-	Mo	не обн.-0,0005	?
Mo	не об.-0,005	не обн.	-	Sr	0,042-0,234	0,234
				Ba	0,003-0,042	0,0054
<i>Центральный участок</i>						
Na ⁺ +K ⁺	3,68-20,23	3,68	6,72	Si	0,64-22,00	11,00
Ca	8,16-36,72	24,48	51,26	Al	0,112-3,52	3,52
Mg	7,30-12,16	12,16	42,00	Mg	2,4-20,0	6,16
Cl	5,68	5,68	6,72	Ca	10,0-22,0	11,0
SO ₄ ²⁻	10,69-45,68	10,69	9,24	Fe	0,112-0,46	0,46
HCO ₃ ⁻	48,8-134,2	122,0	84,04	Na	1,12-3,3	1,32
SiO ₂	27,72-32,76	27,72	-	K	1,1-4,4	1,1
M	96,51-249,8	222,69	-	Mn	0,00122-0,02	0,0198
pH	6,91-7,70	7,63	-	Cu	0,00198-0,012	0,00198
				Ag	0,00011-0,0053	0,00011
				Pb	0,00062-0,002	0,00062
				Zn	x	x
				Mo	0,00033-0,0016	0,0003
				Sr	0,062-0,286	0,062
				Ba	0,006-0,092	0,0198

Эл.- ты	Гидрохимический анализ			Спектральный анализ сухих остатков		
	Инт.сод. мг/л	Типичный ац.		Элементы	Инт.сод. %	Тип. ац. %
		мг/л	мг/экв.			
1	2	3	4	5	6	7
Западный участок						
Na ⁺ +K ⁺	8,28-9,20	9,20	31,0	Si	13,8-20,0	20,0
Ca ²⁺	8,57-13,46	8,57	33,33	Al	0,25-0,64	0,48
Mg ²⁺	5,59-6,57	5,59	35,67	Mg	3,6-20,0	3,6
Cl ⁻	5,68	5,68	12,40	Ca	11,2-20,0	11,2
SO ₄ ²⁻	11,93-39,09	11,93	19,38	Fe	0,044-0,48	0,48
HCO ₃ ⁻	19,52-61,0	53,68	68,22	Na	2,4-4,0	2,4
SiO ₂	26,46-35,28	26,46	-	K	1,5-10,0	1,5
M	136,65-159,6	136,65	-	Mn	0,0026-0,058	0,0036
pH	не опр.	-	-	Cu	0,002-0,0088	0,002
Fe	не обн.-0,16	не обн.	-	Ag	0,0004-0,012	0,012
Cu	0,006-0,008	0,006	-	Pb	0,0006-0,0015	0,00084
Zn	не об.-0,015	не обн.	-	Zn	x	x
Mn	не обн.	не обн.	-	Mo	0,0003-0,0015	0,0008
Mo	не обн.	не обн.	-	Sr	0,112-0,640	0,112
				Ba	0,026-0,138	0,026
Юго-западный участок						
Na ⁺ +K ⁺	11,27-46,44	46,44	58,21	Si	1,37-10,0	10,0
Ca	8,16-44,88	8,16	11,53	Al	0,075-3,36	3,2
Mg	4,86-19,46	12,16	28,82	Mg	0,79-10,0	10,0
Cl	4,26-5,68	5,68	4,01	Ca	5,6-7,88	5,6
SO ₄ ²⁻	37,86-271,6	158,84	95,38	Fe	0,056-2,52	0,24
HCO ₃ ⁻	не обн.-85,4	не обн.	-	Na	0,56-1,58	0,56
SiO ₂	не опр.	-	-	K	1,38-1,5	1,5
M	155,51-384,9	232,41	-	Mn	0,044-0,18	0,075
pH	3,42-7,69	3,60	-	Cu	0,0032-0,013	0,013
Fe	не обн.-10,5	0,56	-	Ag	0,0002-0,006	0,0002
Cu	0,004-0,052	0,050	-	Pb	не обн.	не обн.
Zn	не обн.-0,1	0,08	-	Zn	не обн.-0,01	0,01
Mn	не обн.-0,66	0,44	-	Mo	не обн.-0,0004	0,0004
Mo	не обн.-0,005	не обн.	-	Sr	0,013-0,058	0,013
				Ba	0,0052-0,075	0,075
Южный участок						
Na ⁺ +K ⁺	8,05-11,27	8,05	16,06	Si	9,0-10,0	10
Ca	22,44-28,56	65,6		Al	0,11-1,56	0,11
Mg	3,65-6,08	4,86	18,34	Mg	8,23-11,03	11,03
Cl	4,26-5,68	5,68	7,34	Ca	10	10
SO ₄ ²⁻	15,23-20,16	20,16	19,27	Fe	0,082-0,384	0,19
HCO ₃ ⁻	85,4-109,8	97,60	73,39	Na	1,2-1,47	1,47

Эл.-ты	Гидрохимический анализ			Спектральный анализ сухих остатков		
	Инт.сод. мг/л	Типичный ан.		Элементы	Инт.сод. %	Тип. ан. %
		мг/л	мг/экв.			
1	2	3	4	5	6	7
Южный участок						
SiO ₂	10,88-17,64	10,88	-	K	1,56-2,65	1,91
M	170,98-195,6	180,91	-	Mn	0,00082-0,012	0,0019
pH	7,55-8,31	7,77	-	Cu	0,0008-0,0026	0,0014
Fe	не обн.	не обн.	-	Ag	0,0005-0,0047	0,0047
Cu	не обн.-0,004	не обн.	-	Pb	не обн.-0,0006	не обн.
Zn	не обн.	не обн.	-	Zn	не обн.	не обн.
Mn	не обн.	не обн.	-	Mo	не обн.-	не обн.
				Sr	0,082-0,19	0,19
				Ba	0,0048-0,01	0,011

Западный участок характеризуется водами гидрокарбонат-сульфат-хлоридного, магний-кальций-натриевого класса (табл.40). Максимальное значение минерализации не превышает 160мг/л. В единичных пробах зафиксированы только *Cu*, *Zn* и *Fe*.

В пробе №18 обнаружены весьма интересные содержания компонентов рудной минерализации: *Cu* – 0,17мг/л, *Zn* – 0,28мг/л, *Mn* – 1,49мг/л, *Fe* – 4,75мг/л, *pH* = 2,86, минерализация составляет 653 мг/л. Точка опробования – верхние течения одного из левых притоков р.Мазмазак. Слагающие этот участок породы гидротермально изменены, направление простираения этих измененных зон соответствует направлению простираения рудных тел Марджан-Мазмазакского рудного поля.

Юго-западный участок субальпийского г.т.л. характеризуется в основном водами сульфатного, натрий-магний-кальциевого класса, только здесь значительно выше минерализация – 385мг/л (табл.40). Они также промывают зону гидротермально измененных пород в ущелье близмеридионального простираения.

Южный участок субальпийского г.т.л. исследован в пределах верхнего и среднего течений р.Гижгет. Этот участок характеризуется водами гидрокарбонат-сульфатного, кальций-магний-натриевого класса с максимальным значением минерализации 196мг/л, *pH* = 7, 55-8,31 (табл. 40). Из элементов руд обнаружена только *Cu*, и то в одной пробе.

Таким образом, в пределах субальпийского г.т.л. циркулируют воды четырех классов. Небольшая роль сульфат-иона и сравнительно невысокие содержания рудных компонентов в пределах зон рудной минерализации показывают, что гидрохимический метод поисков полезных ископаемых в пределах субальпийского г.т.л. может применяться только в качестве вспомогательного метода.

Не обладают высокой информативностью и сухие остатки вод, поэтому значение этого метода исследований здесь является второстепенным.

Геохимический тип ландшафтов сухих лесов и кустарников, в пределах которого находится Марджанское месторождение золотополиметаллических руд характеризуется кислым классом водной миграции элементов на поверхности почв и переходным от кислого к кальциевому на глубине 40-50см. Вопросы влияния зоны окисления месторождения, ореолов рассеяния рудных компонентов на формирование состава вод и загрязнение ими окружающей среды являются весьма интересными, изучение которых дает возможность проводить сравнительный анализ между участками оруденения, развитыми в пределах разных г.т.л.

Рельеф участка месторождения сильно изрезан. Наземный сток ощутимо преобладает над подземным. Только небольшая часть подземных вод, движущихся по направлениям основных зон нарушений и сопутствующих их трещин, разгружается за пределами месторождения. Горные выработки и, в особенности, штольни, пересекающие нижние горизонты месторождения, полностью дренируют воды этих склонов, приводя к осушению находящихся в пределах их влияния родников и водопритоков. Средний дебит вод этих штолен составляет 15л/сек. Образовавшийся ручей фактически является одним из наиболее крупных притоков р.Камрчак, перед впадением в которую дебит притока увеличивается почти в два раза [55].

При исследованиях площадь распространения месторождения условно была расчленена на 4 участка: западный фланг, западный, центральный и восточный участки. Они представляют из себя логи на склоне апофизного хребта, длина которых не превышает 1,0-1,2 км, но перепад высот составляет примерно 500-550м.

Разведочные работы в период 1983-87г.г. проводились в пределах центрального и частично западного участков.

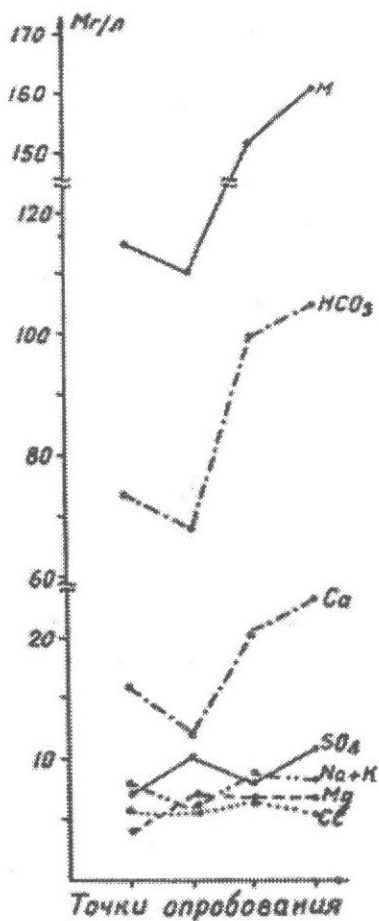


Рис. 42. Изменение содержаний макрокомпонентов в фоновых водах г.т.л. сухих лесов и кустарников.

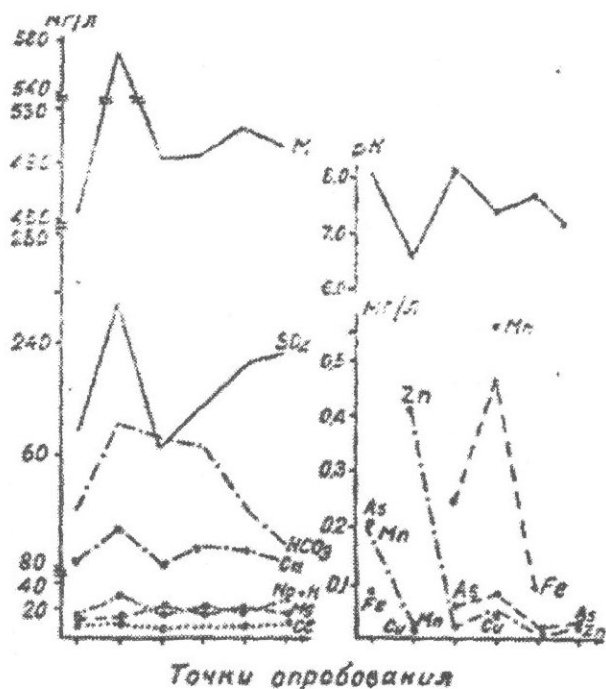


Рис. 43. Изменение содержаний компонентов в водах центрального участка месторождения Марджан

Содержание элементов в водах г.т.л.
сухих лесов и кустарников

Таблица 41

Эл.-ты	Притоки р.Камрчак		
	Инт. сод.	Тип. ан	
		мг/л	%-экв.
Na ⁺ +K ⁺	6,44-8,97	8,28	23,84
Ca	12,24-23,2	15,91	52,32
Mg	4,38-7,3	4,38	23,84
Cl ⁻	5,68-7,1	5,68	10,6
SO ₄ ²⁻	7,41-11,11	7,41	9,93
HCO ₃ ⁻	68,32-104,92	79,41	219,6
M	110,27-160,47	114,86	-
Cu	не обн.-0,006	0,004	-
Zn	не обн.-0,01	не обн.	-

Результаты анализов фоновых вод – в таблице 41. Рисунки 42 и 43 иллюстрируют содержание компонентов в водах участков месторождения и фоновых. Как следует из таблицы 42, воды западного фланга месторождения гидрокарбонат-сульфатные, кальций-магний-натриевые с максимальной минерализацией 240мг/л, $pH=8,40$. Соотношение HCO_3/SO_4 составляет примерно 4, из рудных компонентов обнаружены только *Fe* и в одной пробе – *Zn*.

Воды западного участка характеризуются сульфатным, кальций-магниевым классами. Максимальное значение минерализации – 630мг/л, $pH=4,00$. Соотношение $HCO_3/SO_4=3$. Содержание рудных компонентов значительное. Такая резкая метаморфизация состава вод от запада к востоку связана с изменением интенсивности и характера минерализации.

Воды, циркулирующие в пределах центрального участка, сульфат-гидрокарбонатные, кальций-магний-натриевые (иногда – кальций-магниевые). Значение минерализации достигает 670мг/л, что является максимальным для вод г.т.л. $pH=6,6$. В водах фиксируются почти все компоненты рудной минерализации, но особое внимание привлекает содержание *As*, который в пробе, отобранной прямо над выработками, составляет 0,2мг/л. В остальных пробах содержание элементов варьирует в пределах 0,02-0,08мг/л.

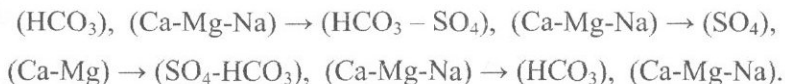
Воды восточного участка месторождения принадлежат к гидрокарбонатному, кальций-магний-натриевому классу. Имеют максимальную минерализацию 306мг/л, $pH=7,98$. Из рудных компонентов обнаружены только *Fe* и *As*.

За пределами рудного поля Марджанского месторождения опробованы 4 водопритока и один родник вниз по течению р.Камрчак (табл. 12,14). Эти воды принадлежат к гидрокарбонатному (или гидрокарбонат-хлоридному), кальций-магний-натриевому классу с максимальным значением минерализации 170мг/л.

Вода родника гидрокарбонатного, кальций-магний-натриевого класса. $M=336$ мг/л, $pH=8,20$. На рис.42 представлена взаимосвязь микрокомпонентов фоновых вод и четко выделяется пропорциональность между HCO_3 , *Ca*, *Na+K* и минерализацией.

Таким образом, фоновые воды г.т.л. сухих лесов и кустарников принадлежат к гидрокарбонатному (гидрокарбонат-хлорид-

ному), кальций-магний-натриевому классу. Воды, циркулирующие в пределах Марджанского месторождения, с запада к востоку подвергаются изменению следующим рядом:



Содержание элементов в водах субальпийского г.т.л.

Таблица 42

Элементы	Гидрохимический анализ		
	Инт.сод. мг/л	Типичный ан.	
		мг/л	мг/экв.
1	2	3	4
<i>Западный фланг</i>			
Na ⁺ +K ⁺	8,51-9,89	9,89	16,17
Ca	30,6-36,72	30,6	57,52
Mg	4,86-8,52	8,52	26,31
Cl ⁻	5,68	5,68	6,02
SO ₄ ²⁻	24,28-31,27	24,28	18,8
HCO ₃ ⁻	97,6-122,0	122,0	75,18
SiO ₂	16,38-18,9	18,9	-
M	203,28-241,67	230,97	-
pH	7,77-8,40	8,40	-
Fe	0,2-0,52	0,2	-
Cu	не обн.-0,008	не обн.	-
Zn	не обн.-0,01	не обн.	-
Mn	не обн.	не обн.	-
Mo	Не обнаружен		
As	не обн.	не обн.	-
<i>Западный участок</i>			
Na ⁺ +K ⁺	15,63-24,60	15,63	7,75
Ca	93,84-102,0	102,0	58,04
Mg	19,45-29,18	29,18	27,37
Cl ⁻	7,1-8,52	7,1	2,28
SO ₄ ²⁻	302,86-402,04	402,04	95,44
HCO ₃ ⁻	12,2-48,8	12,2	2,28
SiO ₂	17,64-27,72	27,72	-
M	526,08-629,65	629,65	-
pH	4,00(?)	?	-
Fe	не обн.	не обн.	-
Cu	0,012-1,7	1,7	-
Zn	не об.-4,8	4,8	-
Mn	не об.-11,0	11,0	-
Mo	Не обнаружен		
As	не обн.	не обн.	-

Элементы	Гидрохимический анализ		
	Инт.сод. мг/л	Типичный ан.	
		мг/л	мг/экв.
1	2	3	4
<i>Центральный участок</i>			
Na ⁺ +K ⁺	14,71-29,20	17,24	10,98
Ca	81,6-128,52	91,8	67,06
Mg	12,6-20,67	18,24	21,96
СГ	4,97-8,52	5,68	2,34
SO ₄ ²⁻	1165,83-267,06	224,68	68,37
HCO ₃ ⁻	97,6-183,0	122,0	29,28
SiO ₂	22,68-25,2	22,68	-
M	454,87-670,11	515,75	-
pH	6,66-8,19	7,73	-
Fe	не об.-1,8	0,08	-
Cu	не обн.-0,04	не обн.	-
Zn	не обн.-0,4	0,01	-
Mn	не обн.-0,55	не обн.	-
Mo	Не обнаружен		
As	0,02-0,08	0,02	-
<i>Восточный участок</i>			
Na ⁺ +K ⁺	6,7-9,84	9,84	11,68
Ca	48,96-57,12	53,04	72,01
Mg	4,86-9,73	7,29	16,31
СГ	4,26-5,68	5,68	4,35
SO ₄ ²⁻	15,23-17,69	15,23	8,7
HCO ₃ ⁻	183,0-195,2	195,2	86,95
SiO ₂	12,6	12,6	-
M	291,95-306,3	306,33	-
pH	7,84-8,06	7,98	-
Fe	не об.-0,12	не обн.	-
Cu	не обн.	не обн.	-
Zn	не обн.	не обн.	-
Mn	не обн.	не обн.	-
Mo	не обн.	не обн.	-
As	не обн.	не обн.	-

В катионном ряду наблюдается стабильное состояние с эпизодическим, менее 10%, экв. содержанием комплекса (Na+K). В анионном ряду прослеживается постоянное изменение мест гидрокарбонат и сульфат-ионов, следуя за которыми становится возможным установление зон наиболее интенсивно протекающих процессов окисления и оконтуривание участков, подвергающихся влиянию зоны окисления Марджанского месторождения.

Следовательно, гидрогеохимический метод при идентичных условиях может являться одним из основных методов поисков. Для уточнения границ распространения рудных тел и зон окисления его роль также значительна.

В таблице 43 приведены результаты исследований сухих остатков вод г.т.л. сухих лесов и кустарников по типичным анализам для каждого участка, а рис.44 иллюстрирует изменение содержания компонентов в сухих остатках вод центрального участка месторождения. Полученные данные показывают, что при проведении гидрохимических работ изучение сухих остатков может дать ценную информацию о таких элементах руд, как *Ag*, *Sb*, *Au*, содержания которых достигает соответственно 0,00042%, 0,00042% и 0,01%, а гидрохимический анализ в данном случае их повышенных содержаний не зафиксировал.

Лесостепной г.т.л. характеризуется двумя классами водной миграции элементов: кислым, переходящим в кальциевый, и кальциевым. Почвы первого класса распространяются с запада к северо-востоку района, востоку и юго-востоку, а почвы второго класса развиты на сравнительно небольшой площади в северной, северо-восточной части района.

В пределах лесостепного г.т.л. с переходным классом расположено Мазмазакское рудопроявление, сильное влияние которого на окружающую среду вынудило нас проводить более детальные исследования, чем требуется данным масштабом работ.

Только в бассейне рек Мазмазак и Салвард опробованы свыше 50 водопритоков, среди которых значительное количество составляют рудничные воды.

**Содержание элементов в сухих остатках вод г.т.л.
сухих лесов и кустарников**

Таблица 43

Эле- -ты	Зап.фланг		Зап.участок		Центр. участок
	%	мг/л	%	мг/л	Инт.код., %
Si	4,2	3,8	1,3	0,95	3,2-10
Al	3,2	2,35	1,0	0,73	0,1-3,2
Mg	7,5	5,5	2,4	1,76	2,4-10,0
Ca	3,6	2,64	10,0	7,33	7,5-10,0
Fe	1,0	0,73	0,075	0,055	0,032-2,4
Na	1,6	1,17	1,0	0,73	1,3-3,2
K	3,0	2,2	1,8	1,32	1,5-3,2
Mn	0,0013	0,00095	1,0	0,73	0,0012-0,32
Cu	0,0075	0,0055	0,024	0,018	не об. – 0,013
Ag	0,00013	0,00095	0,00042	0,00032	не об. – 0,00042
Pb	0,0056	0,0041	0,018	0,013	не об. – 0,0056
Zn	<i>с л е д ы,</i>				
Mo	0,0008	0,00059	следы	следы	не об. – 0,0004
Sr	0,056	0,041	0,056	0,041	0,018-0,075
Ba	0,1	0,007	0,002	0,0015	0,002-0,005

Продолжение 1 таблицы 43

Эл.- ты	Центральный участок		Вост. уч-к		Фон уч-ки	
	Тип. анализ		%	мг/л	%	мг/л
	%	мг/л				
Si	3,2	2,35	3,2	2,35	4,87	3,57
Al	1,3	0,95	0,42	0,308	0,49	0,36
Mg	2,4	1,76	3,2	2,35	6,5	4,77
Ca	7,5	5,5	5,6	4,11	10,0	7,33
Fe	0,1	0,07	0,13	0,095	0,15	0,11
Na	1,4	0,29	1,0	0,73	1,16	0,85
K	1,6	1,17	1,0	0,73	1,74	1,28
Mn	0,0042	0,0032	0,032	0,023	0,051	0,037
Cu	0,0024	0,0018	0,01	0,007	0,008	0,0065
Ag	0,00018	0,00013	не об.	не об.	0,00066	0,0004
Pb	0,0013	0,00095	н е о б н а р у ж е н			
Zn	<i>с л е д ы</i>					
Mo	0,0004	0,0003	н е о б н а р у ж е н			
Sr	0,056	0,041	0,056	0,041	0,205	0,150
Ba	0,0032	0,0024	0,003	0,0022	0,0088	0,0065

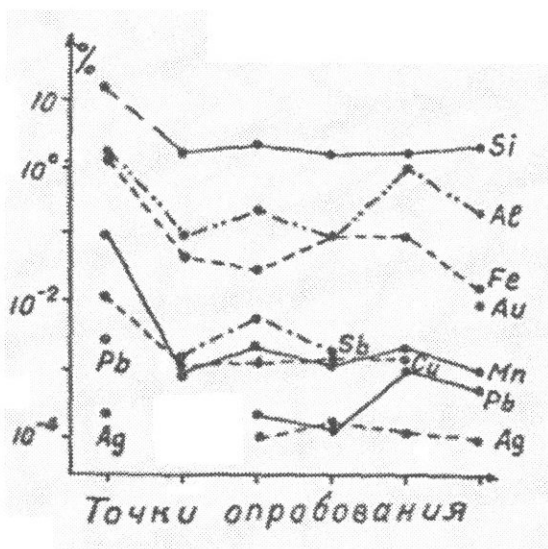


Рис. 44. Содержание рудных элементов в сухих остатках вод центрального участка месторождения Марджан

Содержание элементов в сухих остатках вод г.т.л.
сухих лесов и кустарников

Таблица 44

Эле.-ты	Сод. мг/л	%- экв.
Na ⁺ +K ⁺	9,43	10,10
Ca	57,12	70,19
Mg	9,73	19,71
Cl ⁻	5,68	3,94
SO ₄ ²⁻	14,4	7,94
HCO ₃ ⁻	219,6	88,67
M	335,96	-
Fe	не обн.	-
Cu	не обн.	-

Они интенсивно дренируются многочисленными и недалеко друг от друга расположенными горными выработками, и неслучайно, что в этой полосе, несмотря на благополучные природные условия, не имеется ни одного родника.

**Состав вод бассейна рек Мазмазак-Салвард по отдельным участкам
г.т.л. с Н – Са классом**

Таблица 45

Эл- ты	Левый берег			Правый берег р.Мазмазак-Салвард		
	Инт. сод.	Тип. ан.		Инт. сод.	Тип. ан.	
		мг/л	%экв.		мг/л	%экв.
Na ⁺ +K ⁺	6,44-43,45	30,58	9,43	7,13-55,64	15,63	11,81
Ca	58,29-351,90	177,84	62,91	58,28-360,62	63,23	54,69
Mg	10,17-38,87	38,87	22,70	14,95-62,79	14,95	21,35
Cl ⁻	4,26-8,52	7,10	1,42	4,26-10,65	4,97	2,43
SO ₄ ²⁻	147,72-852,40	599,12	88,44	166,25-898,72	201,22	72,57
HCO ₃ ⁻	48,80-256,20	87,24	10,14	57,96-372,71	87,85	25,00
SiO ₂	60,48-65,52	60,48	-	45,36-60,48	55,44	-
M	304,99-1659,17	954,25	-	407,72-1728,03	407,72	-
pH	5,74-7,67	6,59	-	6,00-7,74	6,25	-
Fe	1,40-103,10	12,00	-	0,28-18,00	18,00	-
Cu	не обн.-0,13	0,016	-	не обн.-0,024	0,016	-
Zn	не обн.-0,40	0,05	-	0,015-3,60	0,65	-
Mn	0,11-1,43	1,43	-	0,33-3,85	1,21	-
Mo	не обн.-0,006	не обн.	-	не обн.-0,005	не обн.	-
As	не обн.-0,08	0,02	-	не обн.-0,04	не обн.	-
Au	не обн.-0,001	не обн.	-	не обн.-0,002	не обн.	-
Na ⁺ +K ⁺	8,05-19,31	11,04	15,69	8,74-23,68	18,39	57,14
Ca	10,20-95,88	39,52	64,38	4,04-53,04	8,76	28,57
Mg	5,35-15,80	7,18	19,28	2,43-10,94	2,43	14,29
Cl ⁻	3,55-5,68	4,26	3,92	5,68-8,52	5,68	11,43
SO ₄ ²⁻	20,58-249,36	93,41	63,40	8,64-42,38	11,52	17,14
HCO ₃ ⁻	48,80-97,60	61,00	32,68	36,00-219,60	61,00	71,43
SiO ₂	18,90-45,36	25,20	-	13,86-25,20	не обн.	-
M	127,89-525,19	216,75	-	70,44-361,96	107,18	-
pH	3,00-7,93	7,69	-	7,43-8,43	7,81	-
Fe	0,24-3,75	0,30	-	не обн.	не обн.	-
Cu	0,004-0,032	0,008	-	не обн.	не обн.	-
Zn	не обн.-0,13	0,015	-	не обн.	не обн.	-
Mn	не обн.-0,83	0,033	-	не обн.	не обн.	-
Mo	не обн.-0,005	не обн.	-	не обн.	не обн.	-
As	не обн.	не обн.	-	не обн.	не обн.	-
Au	не обн.	не обн.	-	не обн.-0,0006	не обн.	-

Ниже приводятся данные по отдельным участкам бассейна р.р.Мазмазак и Салвард (табл. 45), для северной части площади г.т.л. и бассейна р.Гижгет, для южной части г.т.л. (табл.46). Из табл.45 явствует, что воды, циркулирующие в бассейне левого берега р.Мазмазак, принадлежат к сульфат-гидрокарбонатному (иногда – сульфатному), кальций-магниевому классу. Значение минера-

лизации достигает 160 мг/л, $pH=7,59$. По-видимому, действие кислородного барьера очень сильно влияет на перемещение элементов, в результате чего их осязаемое количество осаждается и определения содержаний элементов прямо у выходов вод дали бы более высокие содержания. Среднее соотношение HCO_3/SO_4 составляет 4-5

Обнаружены все компоненты руд, а в двух пробах зафиксировано золото соответственно 0,0004мг/л и 0,001мг/л. Подсчеты показывают, что годовой вынос элементов водами левых притоков р.Мазмазак-Салвард при общем среднем дебите 50-80л/сек, составляет: по $Fe - 25200$ кг, $Cu - 35$ кг, $Zn - 110$ кг, $As - 44$ кг, $Mo - 35$ кг. Вынос золота двумя притоками составляет примерно 0,35 кг/год.

Воды правых притоков бассейна р.Мазмазак характеризуются сульфат-гидрокарбонатным, кальций-магний-натриевым классами (табл. 45). Максимальное значение минерализации составляет 1730 мг/л, что является самым высоким значением для вод Аревис-Барцраванской зоны. $pH=7,39$, т.е. под воздействием кислородного барьера pH зафиксирован в восстановленном значении.

Во всех пробах обнаружены Fe , Zn и Mn , в двух пробах – золото (0,002 мг/л и 0,0004мг/л). Распространен и Mo . Годовой вынос этих элементов, при среднем суммарном дебите 30л/сек, составляет: $Fe - 3550$ кг, $Cu - 15$ кг, $Zn - 615$ кг, $Mn - 1140$ кг.

Воды самой р.Мазмазак-Салвард сульфат-гидрокарбонатные, кальций-магний-натриевые (табл.45). Минерализация составляет 525мг/л, $pH=7,0$. В одной пробе обнаружено золото (0,0004 мг/л), а Fe , Cu , Zn имеют повсеместное распространение.

Рис. 45 демонстрирует тесную взаимосвязь SO_4 , HCO_3 и Ca с минерализацией. Наблюдается повышение содержания магния и кремнезема на участке рудопроявления.

На рис. 46 показаны содержания компонентов рудной минерализации в речной воде. Здесь также самые высокие значения Mn и Fe выявлены на указанном участке.

Минералы Mn в рудах не обнаружены, но марганцевые налеты широко проявлены на трещинах пород, откуда элемент легко промывается и переходит в подвижное состояние.

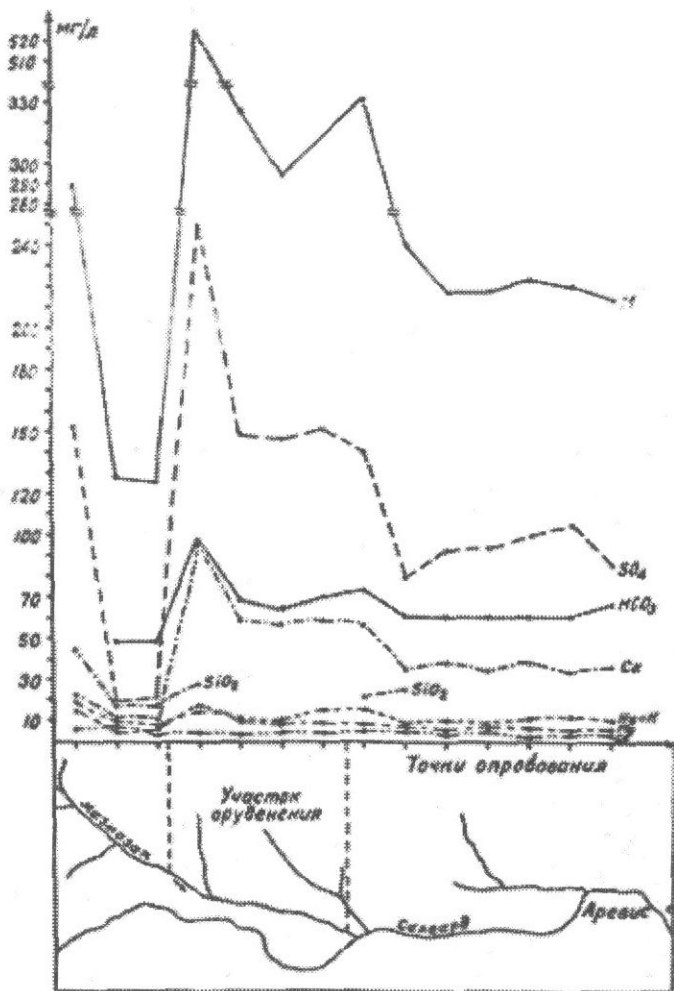


Рис. 45 График изменения содержаний макрокомпонентов в воде р.Мазмазак-Салвард вниз по течению реки.

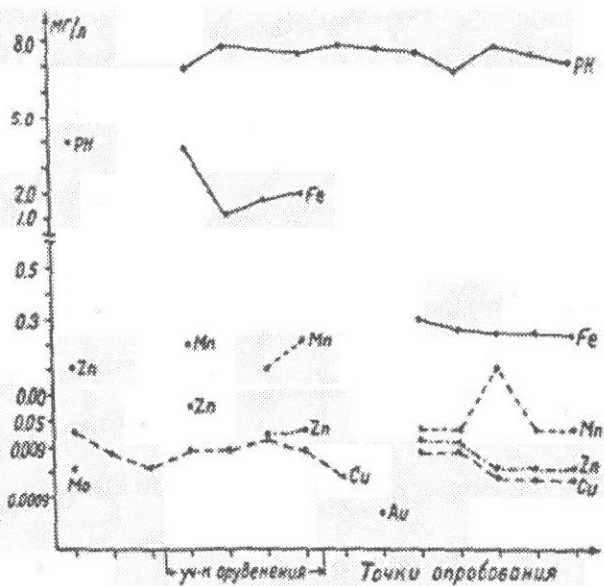


Рис. 46 График изменения содержаний микрокомпонентов в воде р. Мазмазак-Салвард вниз по течению реки.

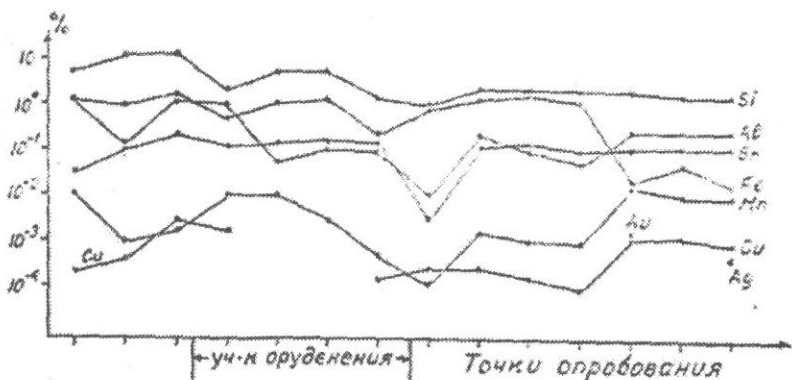


Рис. 47. График изменения содержаний элементов в сухих остатках вод р. Мазмазак-Салвард вниз по течению реки.

Кроме того, в бескислородной обстановке в подземных водах с Eh среды от 0,2 до 0,3В может поступать в воды из вмещающих пород [51].

Поведение Mn в зоне гипергенеза очень схожее с поведением Fe , но первый быстро восстанавливается в слабовосстановительных условиях и меньше подвержен влиянию кислотно-щелочных барьеров. Кроме того, сульфат марганца, который образуется даже при сравнительно небольших содержаниях этого элемента, в присутствии H_2SO_4 очень легко и быстро растворяется и может в глеевых растворах свободно мигрировать в пределах зоны гипергенеза.

В одной пробе речной воды обнаружено Au (рис.46), содержание которого в водах Мазмазакского месторождения иногда достигает значительных величин.

Остальные воды бассейна р.Мазмазак-Салвард принадлежат к гидрокарбонат-сульфат-хлоридному (гидрокарбонат-сульфатному), натрий-кальций-магниевому классу с максимальной минерализацией 362мг/л и $pH=8,13$ (табл.45). Из рудных компонентов в них обнаружены только Fe и Si , и то в единичных пробах. В трех пробах зафиксировано Au (0,0002 мг/л, 0,0002 мг/л и 0,0006 мг/л).

В таблице 47 приведены результаты анализов сухих остатков вод р.Мазмазак по типичным анализам, а рис.47 иллюстрирует изменение содержаний элементов в воде вниз по течению реки. На участке оруденения резкое возрастание содержания наблюдается только у Mn , а за пределами участка резко уменьшается содержание Sr и Al . Увеличение содержаний компонентов в последних трех пробах связано с участком рудной минерализации и зоной его окисления.

Как гидрогеохимическим, так и спектральным анализами в некоторых пробах зафиксировано содержание Ag и Au . В единичных пробах сухих остатков установлено Sn (0,001%), Ge (до 0,018%) и Li (до 0,0024%).

Воды северного и южного участков лесостепного г.т.л. с H – Ca классом исследовались в бассейнах рек Веригет-Цацигет и Гижгет. Результаты этих исследований (табл. 46) показывают, что в северной части района воды принадлежат к гидрокарбонатному

**Состав вод северного и южного участков лесостепного
г.т.л. с Н – Са классом**

Таблица 46

Эл.- ты	Северный участок			Южный участок		
	Инт. сод. мг/л	Тип. ан.		Инт. сод. мг/л	Тип. ан.	
		мг/л	% экв.		мг/л	% экв.
Na ⁺ +K ⁺	5,06-23,68	5,06	15,17	3,91-13,79	10,81	22,49
Ca	11,42-40,8	16,32	55,86	22,44-36,72	22,44	53,59
Mg	4,86-7,3	4,86	27,59	4,86-8,52	6,08	23,92
СГ	4,26-5,68	4,26	8,28	5,68	5,68	7,66
SO ₄ ²⁻	6,17-8,23	6,17	8,97	8,23-19,34	16,05	15,79
HCO ₃ ⁻	61,0-195,2	73,2	82,75	97,6-146,4	97,6	76,55
SiO ₂	35,28-37,8	35,28	-	10,08-18,9	13,86	-
M	155,63-287,47	166,2	-	174,07-245,19	180,66	-
PH	не опр.	-	-	7,55-8,28	7,55	-
Fe	не обн.-2,48	0,32	-	не обн.-0,24	не обн.	-
Cu	не обн.-0,01	0,01	-	не обн.	не обн.	-
Zn	не обнаружен					
Mn	не обн.-0,44		-			-
Mo	не обнаружен					

**Состав вод и их сухих остатков бассейна р.Мазмазак-Салвард в
пределах лесостепного г.т.л. с Н – Са классом**

Таблица 47

Эл.- ты	Левый берег			Правый берег		
	Инт. сод. %	Тип. ан.		Инт. сод. %	Тип. ан.	
		%	мг/л		%	%
Si	1,3-5,6	1,8	1,32	0,75-5,6	4,2	3,08
Al	0,013-0,56	0,032	0,023	0,01-0,10	0,032	0,023
Mg	0,56-10,0	4,2	3,08	1,0-10,0	4,2	3,08
Ca	5,6-10,0	10,0	7,3	10	10,0	7,3
Fe	0,075-3,2	1,3	0,95	0,042-2,4	1,0	0,73
Na	0,5-1,8	1,8	1,32	0,75-3,2	3,2	2,3
K	0,56-2,4	1,8	1,32	1,0-3,2	3,2	2,3
Mn	0,024-0,32	0,32	0,23	0,032-3,2	0,42	0,308
Cu	0,00013-0,024	0,00042	0,00031	не обн.-0,01	0,0032	0,002
Ag	не обн.-0,0042	-	-	0,00032-0,0042	0,00032	0,0002
Pb	не обн.-0,0042	-	-	не обн.	-	-
Zn	х	-	-	не обн.-0,0056	0,0042	0,0031
Mo	х-0,00075	х	-	не обн.-0,0042	х	-
Sr	0,032-0,32	0,32	0,23	0,24-0,32	0,24	0,176
Ba	0,0018	0,0018	0,0013	0,0018-0,003	0,0024	0,00176

Эл- ты	Правый берег р.Мазмазак-Салвард			Остальные воды г.т.л.		
	Инт. сод. %	Тип. ан.		Инт. сод. %	Тип. ан.	
		%	мг/л		%	мг/л
Si	1,3-15,7	4,2	3,08	1,8-24,64	24,64	18,07
Al	0,010-1,8	0,1	0,073	0,03-14,08	14,08	10,32
Mg	0,75-15,7	5,6	4,107	7,3-24,64	10,56	7,74
Ca	4,2-10,0	10,0	7,3	5,48-33,0	14,08	10,32
Fe	0,024-2,4	0,032	0,023	0,058-1,408	1,408	1,03
Na	0,42-3,2	3,2	2,3	0,73-3,3	2,46	1,80
K	0,32-3,3	2,4	1,76	1,0-6,6	6,6	4,84
Mn	0,00056-1,3	0,01	0,0073	0,00073-0,027	0,0180	0,013
Cu	0,00018-0,013	0,0013	0,00095	0,00056-0,0246	0,0246	0,018
Ag	не обн.-0,005	0,00032	0,00023	0,00141-0,024	0,00141	0,0010
Pb	не обн.-0,00092	0,00042	0,00031	не обн.-0,0025	0,00250	0,0018
Zn	не обн.-0,015	-	-	не обн.	-	-
Mo	не обн.-0,0018	0,0018	0,0013	0,00032-0,001	0,00088	0,00065
Sr	0,0056-0,377	0,32	0,23	0,057-0,246	0,057	0,042
Ba	0,003-0,088	0,024	0,0176	0,042-0,312	0,185	0,136

(гидрокарбонат-сульфатному), кальций-магний-натриевому классу с максимальной минерализацией 297 мг/л. Из рудных компонентов эпизодически зафиксированы *Fe*, *Cu* и *Mg*. В южной части циркулируют воды гидрокарбонат-сульфатного, кальций-магний-натриевого класса с максимальной минерализацией 245 мг/л, pH=8,28. Здесь зафиксировано только *Fe*, и то в единичных пробах.

В таблице 48 приведены результаты анализов сухих остатков этих же вод. Из четырех проб в каждом участке только в одной не обнаружено *Ag*. По сравнению с кларком в породах основного и среднего состава, которыми сложен участок ($1 \cdot 10^{-5}$ и $7 \cdot 10^{-6}$ соответственно, по А.Н.Виноградову, 1962) [56] содержание *Ag* в сухих остатках значительно выше (от $5 \cdot 10^{-4}$ до $4,7 \cdot 10^{-3}$).

Таким образом, для прогноза оруденения роль гидрогеохимических исследований в лесостепном г.т.л. с *H* → *Ca* классом невелика, хотя анализ сухих остатков делает возможным выявление элементов, содержания которых в водах ниже предела чувствительности гидрогеохимического анализа.

Состав вод и их сухих остатков северного и южного лесостепного г.т.л. с Н – Са классом

Таблица 48

Эл-ты	Северный участок			Южный участок		
	Инт. сод. %	Тип. ан.		Инт. сод. %	Тип. ан.	
		%	мг/л		%	мг/л
Si	7,15-13,5	11,78	8,64	9,0-11,02	11,02	8,08
Al	0,038-3,2	0,038	0,028	0,11-1,56	0,265	0,194
Mg	8,79-13,5	8,79	6,45	8,23-11,03	8,23	6,04
Ca	8,79-13,5	8,79	6,45	10,0	10,0	10,0
Fe	0,056-10,0	0,088	0,064	0,082-0,384	0,082	0,06
Na	0,88-3,0	0,88	0,64	1,2-1,47	1,47	1,08
K	2,041-3,5	2,041	1,50	1,56-2,65	1,91	1,40
Mn	0,0005-0,01	0,0005	0,00037	0,00082-0,012	0,00082	0,0006
Cu	0,001-0,01	0,0088	0,0065	0,00088-0,0026	0,0028	0,0006
Ag	x-0,0023	0,002	0,0015	0,0005-0,0047	0,0026	0,0019
Pb	не об.-0,001	не об.	-	не об.-0,00067	не об.	-
Zn	не об.- x	не об.	-	x	x	-
Mo	не об.-0,0005	не об.	-	не об.-0,00047	0,00047	0,00034
Sr	0,088-0,24	0,088	0,064	0,082-0,19	0,082	0,06
Ba	0,0047-0,042	0,0047	0,0034	0,0048-0,011	0,0062	0,0045

Состав вод и их сухих остатков лесостепного г.т.л. с Са классом

Таблица 49

Эле-ты	Гидрогеохимический анализ вод				Спектральный анализ сухих остатков		
	Инт. сод. мг/л	Тип. ан.		Эл-ты	Инт. сод. %	Тип. ан.	
		мг/л	%экв			%	мг/л
Na+K	9,89-10,81	9,81	30,32	Si	10,0	10,0	7,33
Ca	12,24	12,24	42,09	Al	3,4-6,17	6,17	4,52
Mg	4,86-6,08	4,86	27,59	Mg	0,78-14,7	14,7	10,78
Cl	4,26-5,68	4,26	8,28	Ca	7,8-11,03	11,03	8,09
SO ₄	6,17-10,29	6,17	8,97	Fe	1,103-2,6	1,103	0,81
HCO ₃	73,20	73,20	82,75	Na	2,2-2,65	2,65	1,94
SiO ₂	45,36	45,36	-	K	2,94-3,7	2,94	2,16
M	118,3-182,28	182,28	-	Mn	0,147-0,15	0,147	0,108
pH	не опр.	-	-	Cu	0,0078-0,0082	0,0082	0,006
Fe	не обн.-0,2	не обн.	-	Ag	0,0042-0,0015	0,0015	0,001
				Pb	0,00044-0,001	0,001	0,0008
				Zn	x	x	x
				Mo	не обн.	-	-
				Sr	0,058-0,088	0,088	0,064
				Ba	0,026	0,026	0,019

Лесостепной г.т.л. с *Ca* классом водной миграции развит в северной части района. Циркулирующие в его пределах воды принадлежат к гидрокарбонатному, кальций-натрий-магниевому классу. Максимальное значение минерализации составляет 182мг/л. Результаты исследований этих вод и их сухих остатков (табл.49) показывают отсутствие рудных компонентов (только в одной пробе обнаружено *Fe*). Наблюдается почти повсеместное соотношение $HCO_3/SO_4=8-10$.

Таким образом, гидрогеохимический метод поисков в пределах этого г.т.л. не является информативным и его применение может быть оправдано при оконтуривании гидрогеохимических ореолов известных зон окисления.

Геохимический тип ландшафтов умеренно влажных степей характеризуется кислым, переходящим в кальциевый, и кальциевым классами водной миграции. Сравнительно пологий рельеф, которым отличается рассматриваемый г.т.л., обуславливает накопление выщелоченного материала. Значительно увеличена мощность почв, течение рек замедленное и очевидна второстепенная роль гидрогеохимического метода поисков полезных ископаемых.

Результаты исследований этого г.т.л. по 3 пробам в каждом классе почв, приведенные в таблице 50, показывают, что первый класс характеризуется гидрокарбонат-сульфат-хлоридным, магний-кальций-натриевым, второй – гидрокарбонат-сульфатным, кальций-магний-натриевым водами. Повышение минерализации в водах почв кальциевого класса связано с большим количеством привнесенного материала из выше распространенных г.т.л. Компоненты рудной минерализации встречаются редко и носят эпизодический характер.

Результатом исследований по вторичным ореолам и потокам рассеяния рудных элементов Аревис-Барцраванской зоны является выделение участков с аномально повышенными содержаниями. При этом выделяются малоперспективные, умеренно перспективные и перспективные участки в отношении конкретных элементов. По гидрогеохимическим исследованиям перспективным является все Марджан-Мазмазакское рудное поле, а также участок в бассейне р.Веригет(рис.48)

Состав вод их сухих остатков г.т.л. умеренно влажных степей

Таблица 50

Эл-ты	Н—Са класс			Са класс		
	Инт. сод. мг/л	Тип. ан.		Инт. сод. мг/л	Тип. ан.	
		мг/л	%экв		мг/л	мг/л
Na+K	2,53-13,56	9,20	31,01	14,25-16,32	15,40	15,73
Ca	8,57-29,38	8,57	33,3	47,42-57,30	55,33	64,79
Mg	5,59-9,24	5,59	35,66	10,16-13,76	10,16	19,48
Cl	5,68	5,68	12,40	5,68-10,65	7,81	5,16
SO ₄	8,23-11,93	11,93	19,38	12,34-20,98	20,98	10,33
HCO ₃	53,68-122,0	53,68	68,22	107,4-262,3	219,6	84,51
SiO ₂	22,68-25,2	25,2	-	не опр.	-	-
M	136,65-177,06	136,65	-	305,13-367,78	329,42	-
pH	не опр.	-	-	7,25-7,58	7,46	-

Состав сухих остатков вод г.т.л. умеренно влажных степей

Таблица 51

Эл-ты	Н—Са класс			Са класс		
	Инт. сод. %	Тип. ан.		Инт. сод. мг/л	Тип. ан.	
		%	мг/л		%	мг/л
Si	10	10	7,33	1,8-7,5	1,8	1,32
Al	0,18-0,48	0,48	0,35	0,075-2,4	0,075	0,055
Mg	3,6-24,4	3,6	2,64	1,8-10	1,8	1,32
Ca	10,0	10,0	7,33	10,0	10,0	7,33
Fe	0,103-0,48	0,48	0,35	0,042-1,3	0,042	0,031
Na	1,83-2,44	2,40	1,76	1,8-3,2	2,4	1,76
K	1,37-1,5	1,5	1,1	1,8-3,2	3,2	2,35
Mn	0,0014-0,024	0,0036	0,0026	0,00024-0,042	0,0018	0,0013
Cu	0,001-0,0059	0,002	0,0015	0,0018-0,0042	0,0032	0,0023
Ag	не об.-0,012	0,012	0,0088	не об.-0,00032	не об.	-
Pb	не об.-	-	-	не об.-0,00042	не об.	-
Zn	х	х	-	х	х	-
Mo	не об.-0,0008	0,0008	0,00059	не об.-0,001	не об.	-
Sr	0,059-0,112	0,112	0,082	0,18-0,32	0,18	0,132
Ba	0,026-0,037	0,026	0,019	0,013-0,024	0,018	0,013

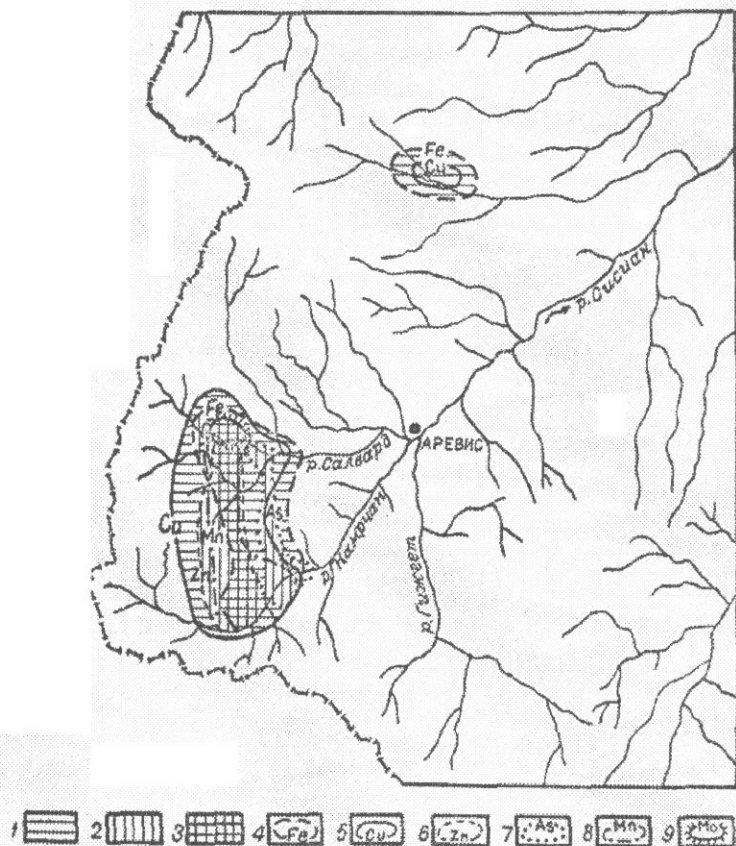


Рис. 48. Малоперспективные (1), умеренно перспективные (2) и перспективные (3) в отношении железа (4), меди (5), цинка (6), мышьяка (7), марганца (8) и молибдена (9) участки Аревис-Барцраванской зоны по данным гидрогеохимических исследований.

6.3.2. Результаты почвенно-гидрогеохимических исследований

Метод почвенно-гидрогеохимической съемки был предложен и разработан в Институте геологических наук АН РА Н.И. Долухановой и Э.А. Кюрегян [52]. Сущность метода заключается в

поисках искомых компонентов в водорастворимой части почв. Навеска почвы в объеме 100г., полученная после пропуска через 3 мм сито, разбавляется дистиллированной водой в пропорции 1:5. После трехминутного взбалтывания раствор пропускается через фильтр и в отфильтрованном растворе колориметрическим методом определяются компоненты.

Этот метод имеет большие возможности особенно при поисках отдельных рудных тел на полях известной рудной минерализации. Динамичность водных ореолов, общая зараженность металлами очень часто мешают точному определению местоположения рудного тела. В таких случаях почвенно-гидрогеохимический метод может выступить как один из основных методов поисков.

Альпийский г.т.л в основном развит на почвах одного класса с почти однородным составом. Это горно-луговые почвы темно-каштанового, коричневого цвета с малой мощностью. Выделены участок на северном фланге Марджанского месторождения и участок безрудной минерализации (фоновый). На фоновом участке исследования проводились по трем разрезам с использованием двух упомянутых видов анализов. На участке месторождения были составлены два разреза с изучением почв без применения метода водной вытяжки.

Исходя из металлогенических особенностей района, особое внимание было направлено на выявление рудообразующих элементов (*Fe, Cu, Zn, Mn*, частично *Pb, Au, Cd, Ag, Hg*).

Результаты почвенно-гидрогеохимических исследований по типичным разрезам на фоновом участке и на северном фланге месторождения Марджан (табл. 52-53) показывают, что при переходе от фоновых почв к почвам участка оруденения особых изменений не наблюдается. Данные по микрокомпонентам скудные, и одно только выявление цинка на нижних горизонтах почв участка оруденения не может служить основанием для прогноза о накоплении элементов в почвах.

Содержание элементов в почвах альпийского г.т.л.

Таблица 52

Эл.-ты	Фоновый участок				Участок м-ния Марджан		
	Тип. анализ содержания элем. (мг/100г) на глубинах, см						
	10	30-40	55-50	70	10	30	60
Na ⁺ -K ⁺	2,68	2,58	4,29	5,44	5,06	3,68	4,37
Ca	6,81	3,01	3,20	4,66	5,34	3,36	2,96
Mg	1,77	1,06	0,82	1,30	2,39	1,67	1,43
Cl ⁻	2,84	3,55	4,26	3,55	3,55	3,55	3,55
SO ₄ ²⁻	2,67	2,06	2,26	1,65	4,12	3,50	2,67
HCO ₃ ⁻	29,28	14,64	14,64	26,84	29,28	18,30	18,30
M	46,92	28,17	30,05	43,86	49,87	34,24	33,46
pH	6,19	6,13	5,82	5,77	6,92	6,75	6,85
Fe	0,86	1,26	0,56	0,40	0,12	0,16	0,16
Cu	0,014	0,010	0,018	0,006	0,012	0,012	0,008
Zn	-	-	-	-	-	0,005	0,01
Mn	-	-	-	0,017	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-	-

Содержание элементов в почвах фоновых участков альпийского г.т.л., мг/100г.

Таблица

Гл. опоб см	Водная вытяжка					Кислотная вытяжка				
	Разрез I									
	Cu	Zn	Mn	Fe	As	Cu	Zn	Mn	Fe	As
10	0,014	не обн.	не обн.	0,24	не обн.	2,00	2,40	98,00	2242,2	0,20
30	0,010	не обн.	не обн.	0,26	не обн.	2,80	1,60	110,0	2424,0	0,40
60	0,010	не обн.	не обн.	0,44	не обн.	3,00	3,00	79,20	2908,80	0,72
10	0,010	не обн.	не обн.	0,18	не обн.	2,60	2,40	110,00	1696,80	не обн.
40	0,010	не обн.	не обн.	0,26	не обн.	3,00	3,60	118,80	2363,40	не обн.
70	0,009	не обн.	не обн.	0,60	не обн.	4,40	3,60	127,60	2848,20	0,20
90-95	0,008	не обн.	не обн.	0,62	не обн.	3,40	5,00	105,60	2605,80	0,30
10	0,014	не обн.	не обн.	0,86	не обн.	4,40	2,00	92,40	3636,00	2,40
30-40	0,010	не обн.	не обн.	1,26	не обн.	4,20	5,20	92,40	3333,00	2,80
60	0,018	не обн.	не обн.	0,56	не обн.	3,20	3,60	110,00	1999,80	1,60
70	0,006	не обн.	не обн.	0,40	не обн.	3,40	3,60	70,40	2121,00	2,00

Таким образом, из-за сильной расчлененности рельефа и небольших по площади участках существуют значительные отличия между мощностями почвенного покрова, что в конечном сче

приводит к разным условиям миграции и накопления элементов, поэтому почвенно-гидрогеохимический метод может быть применен в качестве вспомогательного без проведения исследований кислотной вытяжкой.

Субальпийский г.т.л. условно разделен на три участка: северный фланг месторождения, юго-восточный и западный участки. Западный участок охватывает периферическую часть Марджанского месторождения. Были составлены 10 почвенных разрезов, из которых 7 сверху вниз вскрыли 3 почвенных горизонта глубиной расположения 0-10см, 20-30см и 40-60см. Один разрез вскрыл 4 горизонта до глубины 80см и один – до глубины 90см. Ниже указанных глубин четко выделяется иллювиальный горизонт.

Северный участок охарактеризован разрезом, составленным на юго-западном склоне г.Арцвакар (Читандаш), в 1,5км от ее вершины. Юго-восточный участок исследован на юго-западных и северных склонах г.Кошакар и на юго-восточных склонах г.Матагасар. Западный участок расположен в пределах водораздельной части хребта междуречья Камрчак и Мазмазак.

В таблице 54 приводятся данные по почвам северных флангов месторождения, в таблице 56 – по почвам северного и юго-восточного участков.

На рис.49 иллюстрируется зависимость изменения содержания обнаруженных рудных компонентов от глубины опробования, а также изменение минерализации и pH . Последнее имеет свое наивысшее значение на глубине 10см для северного и юго-восточного участков (рис. 50).

Здесь Zn обнаружен только в одной пробе, на верхнем горизонте почв. Содержание Fe увеличивается после глубины 50см. Минерализация и pH почв достигают наивысших значений в пределах первого горизонта.

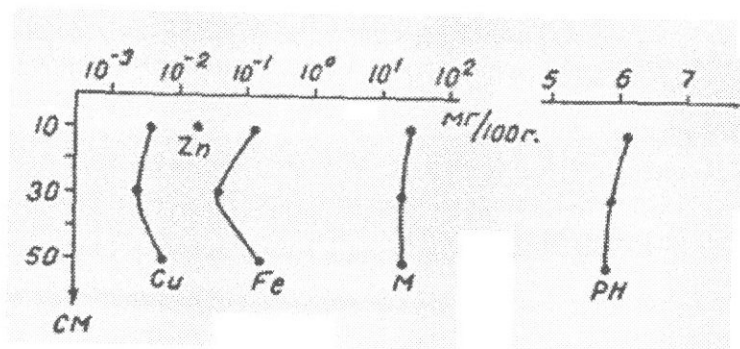


Рис. 49. Изменение содержаний компонентов рудной минерализации, минерализации и pH по глубине в почвах северных флангов Марджановского месторождения субальпийского г.т.л.

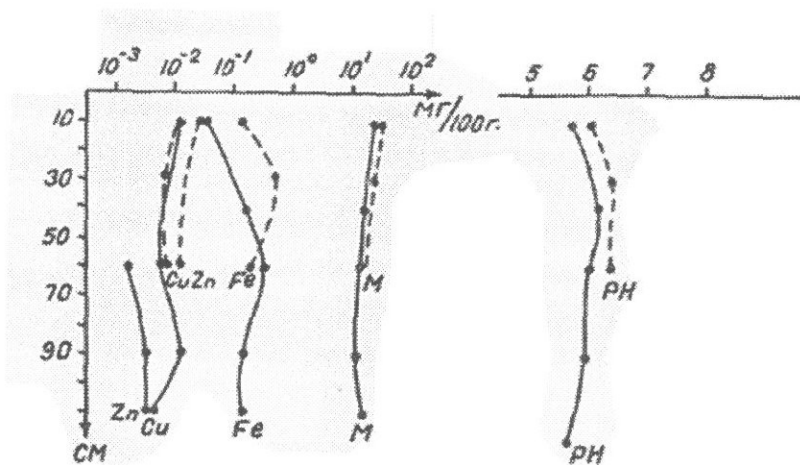


Рис. 50. Изменение содержаний компонентов по глубине в почвах северного (-) и юго-восточного (---) участков субальпийского г.т.л.

**Содержание элементов в почвах северных флангов
месторождения, мг/100г**

Таблица 54

Эл-ты	<i>Инт.сод. в почвах по глубине, мг/100г. Тип.ан. по глубине, мг/100г</i>					
	10	30	50	10	30	50
Na ⁺ -K ⁺	1,38-5,06	1,61-3,68	2,07-5,29	3,22	2,07	2,07
Ca	4,34-9,27	3,36-5,72	2,38-4,92	5,52	4,34	3,85
Mg	1,91-2,51	1,31-1,79	1,43-2,03	2,39	1,31	2,03
Cl ⁻	2,84-4,97	2,84-3,55	3,55-4,26	3,55	2,84	3,90
SO ₄ ⁻	2,26-5,76	2,26-3,50	2,47-4,50	5,76	2,26	4,50
HCO ₃ ⁻	23,18-34,16	17,08-23,18	13,42-20,74	23,18	17,08	13,42
SiO ₂	3,15-3,78	3,15-3,78	3,15-3,78	3,15	3,15	3,78
M	44,2-55,97	33,11-41,52	33,25-40,75	46,94	33,11	33,25
pH	6,04-6,92	5,92-6,75	5,28-6,85	6,11	5,92	5,28
Fe	0,12-0,26	0,06-0,30	0,06-0,36	0,14	0,06	0,22
Cu	0,006-0,014	0,004-0,012	0,008-0,012	0,006	0,004	0,008
Zn	не обн.-0,005	не обн.-0,005	не обн.-0,01	не обн.	не обн.	не обн.
Mn	не обн.-0,028	не обн.-0,028	не обн.-0,028	0,028	не обн.	не обн.
Mo	Не обнаружен					
As	Не обнаружен					

Содержание элементов в почвах субальпийского г.т.л., мг/100г

Таблица 55

Эл-ты	<i>Северный участок</i>					<i>Юго-восточный участок</i>			
	<i>Глубина опробования, см</i>					<i>Инт.сод., на глубинах, см</i>			
	10	40	60	90	110	10	30	60	90
Na ⁺ -K ⁺	4,48	2,83	0,76	1,22	3,29	0,46-3,22	1,38-2,66	2,07-3,68	2,78
Ca	5,82	3,30	3,49	3,10	2,33	3,95-7,10	3,10-3,95	1,97-4,27	3,30
Mg	2,00	1,47	1,53	1,65	1,18	0,60-2,03	0,60-2,03	1,20-2,03	1,30
Cl ⁻	2,84	2,84	2,13	2,13	2,13	2,13-3,55	2,13-2,84	2,13-3,65	2,84
SO ₄ ²⁻	6,17	5,35	3,29	5,35	7,40	1,85-4,73	1,85-5,14	1,03-3,29	1,03
HCO ₃ ⁻	25,62	14,64	13,42	9,76	8,54	18,30-28,06	13,42-17,08	13,42-24,4	17,08
SiO ₂	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	5,04-8,19	6,3-8,19	6,93-8,82	7,56
M	46,99	30,93	25,16	23,27	25,01	27,7-54,02	28,42-40,30	29,33-54,35	41,87
pH	5,84	6,17	6,04	5,98	5,67	6,09-6,92	6,44-6,85	6,42-7,22	6,67
Fe	0,06	0,20	0,54	0,16	0,14	0,24-2,60	0,56-1,60	0,34-0,74	0,32

Эл.- ты	Северный участок					Юго-восточный участок			
	Глубина отробования, см					Инт.сод., на глубинах, см			
	10	40	60	90	110	10	30	60	90
Cu	0,013	0,008	0,008	0,01	0,006	0,008-0,01	0,008-0,012	0,004-0,016	0,01
Zn	не обн.	не обн.	0,002	0,005	0,005	не обн.-0,002	не обн.	не обн.-0,005	0,0025
Mn	Не обнаружен					не обн.-0,044	не обн.-0,022	не обн.-0,01	0,017
Mo	Не обнаружен					не обн.-0,002	не обн.-0,002	не обн.	
As	Не обнаружен					не обн.	не обн.	не обн.	
Ag	Не обнаружен					не обн.	не обн.	не обн.-0,002	не обн.

Почвы северного участка подверглись изучению и методом кислотной вытяжки элементов. Результаты приведены в табл.56, рис.51.

Содержание компонентов рудной минерализации в почвах по кислотной вытяжке в мг/100г.

Таблица 56

Глуб. опр. см	Разрез				
	Cu	Zn	Mn	Fe	As
10	2,60	1,20	92,40	1141,4	не обн.
40	2,40	1,40	96,80	1724,06	не обн.
60	2,40	1,40	57,20	1090,8	не обн.
90	2,20	0,60	22,0	666,6	не обн.
110	2,40	0,50	85,80	454,8	не обн.

Содержание *As* на верхнем горизонте почв – 22,5мг/100г, по всей вероятности, результат интенсивно протекающих процессов окисления [49]. Отметим, что другими методами анализа *As* не фиксирован.

Таким образом, результаты исследований, проведенных в пределах субальпийского г.т.л., утверждают, что в пределах этого г.т.л. при поисках компонентов рудной минерализации почвенно-гидрохимический метод должен занимать одно из ведущих мест.

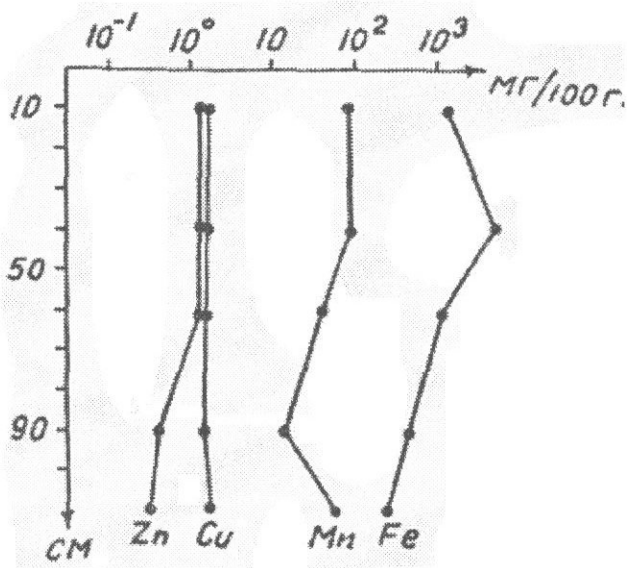


Рис. 51. Изменение содержаний компонентов по глубине в почвах северного участка субальпийского г.т.л. по кислотной вытяжке.

Его значение особенно возрастает при решении задач, связанных с выявлением *Fe*, *Cu* и частично *Zn*.

Кроме того, метод может быть успешно применен при картировании ореолов и потоков рассеяния, оконтуривании границ зон окисления месторождений, картировании рудных тел и т.д.

Как показывают полученные результаты, рациональной является глубина опробования от 10 до 60 см. На значительных площадях исследований, основываясь на данные одного-двух реперных разрезов, можно установить наиболее точную глубину опробования на некоторые элементы. Например, для *Fe* рациональной является глубина 10-40 см, для *Cu* – 30-60 см, *Zn* – весь слой почвенного покрова. Следовательно, метод может иметь решающее значение, но при этом необходимо учитывать ранее полученные данные. Метод незаменим и при поисках по *As* (вместе с кислотной вытяжкой).

**Содержание элементов в мг/100г почвах г.т.л.
сухих лесов и кустарников**

Таблица 57

Эл-ты	Инт. сод. по глубине (см), мг/100г			Тип.ан., мг/100г		
	до 10	25-30	40-50	до 10	25-30	40-50
<i>Западный участок</i>						
Na-K	2,53-8,97	3,68-8,06	0,69-12,87	2,59	3,68	12,87
Ca	3,56-21,74	2,95-12,60	20,74-59,00	3,95	2,96	20,74
Mg	0,90-5,98	1,32-3,10	4,30-27,20	0,90	1,32	4,30
Cl	3,55-7,10	3,55-5,68	8,52-9,94	3,55	4,26	9,94
SO ₄	1,03-73,25	4,73-40,33	67,48-245,46	1,03	4,73	67,48
HCO ₃	17,08-18,30	12,20-19,52	17,08-24,40	17,08	15,86	17,08
SiO ₂	не определен					
M	29,5-135,75	33,98-77,72	133,0-381,18	29,50	33,98	133,0
pH	6,85-7,20	6,84-6,96	6,71-6,88	6,75	6,84	6,88
Fe	0,08-0,40	0,08-1,16	не обн.-0,04	0,40	1,16	0,02
Cu	0,006-0,034	0,008-0,034	0,026-0,05	0,006	0,008	0,05
Zn	0,04-0,17	не обн.-0,095	0,1-5,50	0,04	не обн.	0,1
Mn	0,055-1,21	не обн.-0,44	0,44-10,34	0,04	не обн.	0,44
Mo	не обнаружен					
As	не обнаружен					
<i>Центральный участок</i>						
Na-K	2,53-7-36	0,23-8,06	не опр.	4,35	7,28	4,15
Ca	3,56-6,40	3,29-7,90	не опр.	4,46	6,40	5,43
Mg	0,95-2,59	1,43-3,18	не опр.	2,59	3,18	2,71
Cl	2,84-7,10	2,84-5,68	?	2,84	2,84	2,84
SO ₄	3,91-4,50	3,10-14,6	?	4,32	6,78	4,12
HCO ₃	18,3-30,5	13,42-35,38	?	24,4	35,38	28,06
M	40,27-50,04	25,54-58,07	?	43,19	32,13	47,61
pH	5,22-7,60	5,93-7,28	6,70-7,12	6,83	6,92	6,70
Fe	не обн.-0,04	0,16-0,56	0,18-0,46	0,16	0,16	0,18
Cu	0,044-0,11	0,008-0,03	0,024-0,030	0,02	0,024	0,024
Zn	не обн.-0,04	не обн.-0,035	не обн.-0,005	не обн.	не обн.	0,005
Mn	0,044-0,11	не обн.-0,19	0,09-0,17	0,044	0,083	0,09
Mo	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
As	не обнаружен					
Ag	не обнаружен					

Геохимический тип ландшафтов сухих лесов и кустарников занимает сравнительно небольшую площадь, но в его пределах находится Марджанское месторождение, что превышает ценность полученных результатов при более детальных исследованиях (табл. 57, 58 и рис. 52-55). Рис.53-55 иллюстрируют зависимость содержа-

ния элементов рудной минерализации от глубины опробования в указанных трех участках; на рис.56 показано изменение содержания компонентов по глубине в почвах фоновых участков этого г.т.л.

Содержание компонентов рудной минерализации в почвах центрального участка по кислотной вытяжке в мг/100г

Таблица 58

Глуб. опр. см	Разрез				
	Cu	Zn	Mn	Fe	As
5-10	45,00	38,00	176,00	2486,6	22,50
25-30	10,6	14,00	258,50	2060,40	2,80
40-50	40,6	14,6	203,5	2542,20	2,00

Содержание элементов по глубине в почвах г.т.л. сухих лесов и кустарников, в мг/100г.

Таблица 59

Эл.- ты	Глубина опробования, см								
	Зап. фланг м-ния			восточный фланг м-ния			Фоновый уч-к		
	10	30	50	10	30	40	10	30	55
pH	6,58	6,65	6,32	6,78	7,19	6,85	7,24	6,81	6,65
Fe	0,48	1,06	2,50	0,06	0,08	0,30	0,30	0,66	1,00
Cu	0,012	0,012	0,01	0,024	0,024	0,020	0,008	0,01	0,01
Zn	не обн.			0,02	не обн.		0,005	0,005	не обн.
Mn	0,055	0,022	0,020	0,07	0,08	0,072	0,0022	0,06	0,66
Mo	не обнаружен								
As	не обнаружен								

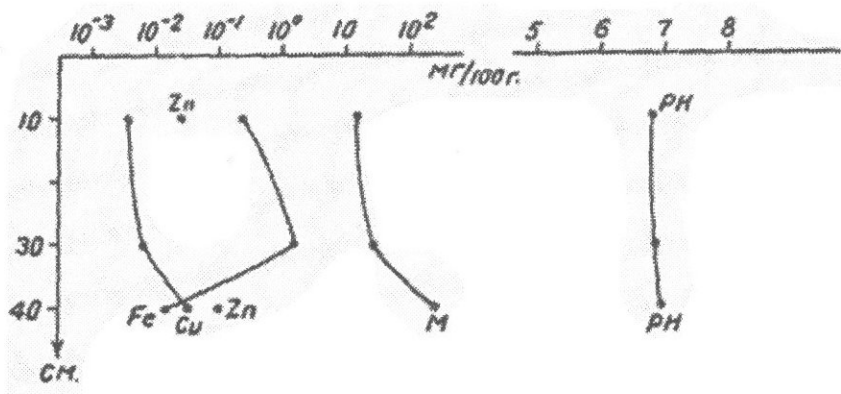


Рис. 52. Изменение содержаний компонентов по глубине в почвах западного участка Марджановского месторождения г.т.л. сухих лесов и кустарников.

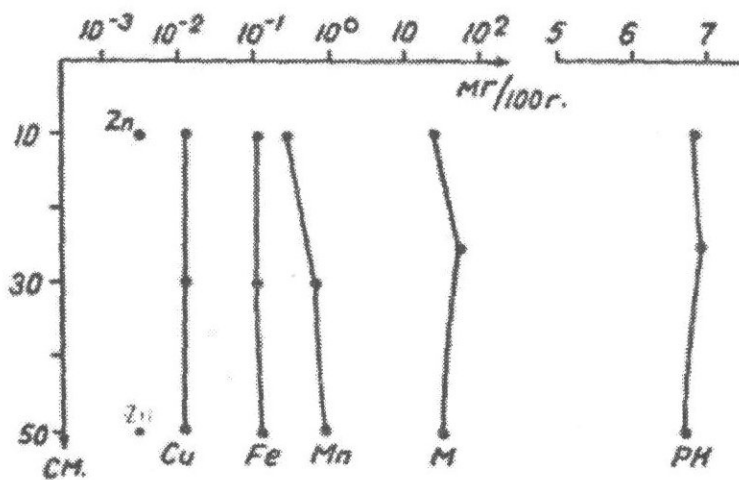


Рис. 53. Изменение содержаний компонентов по глубине в почвах центрального участка Марджановского месторождения г.т.л. сухих лесов и кустарников.

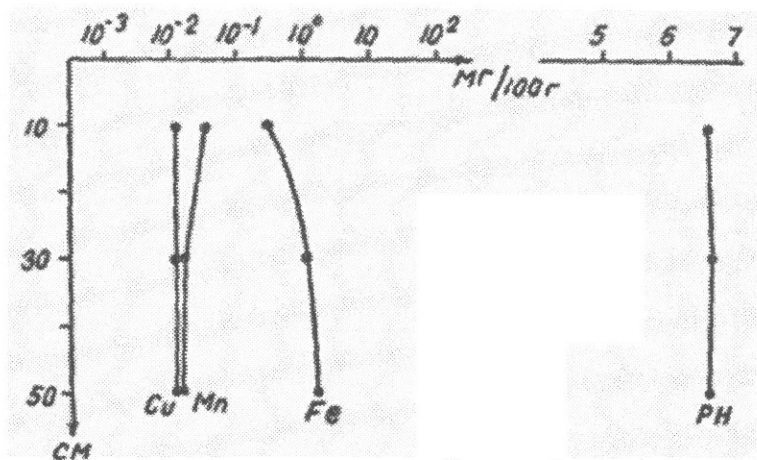


Рис. 54. Изменение содержаний компонентов по глубине в почвах западного фланга Марджанского месторождения г.т.л. сухих лесов и кустарников.

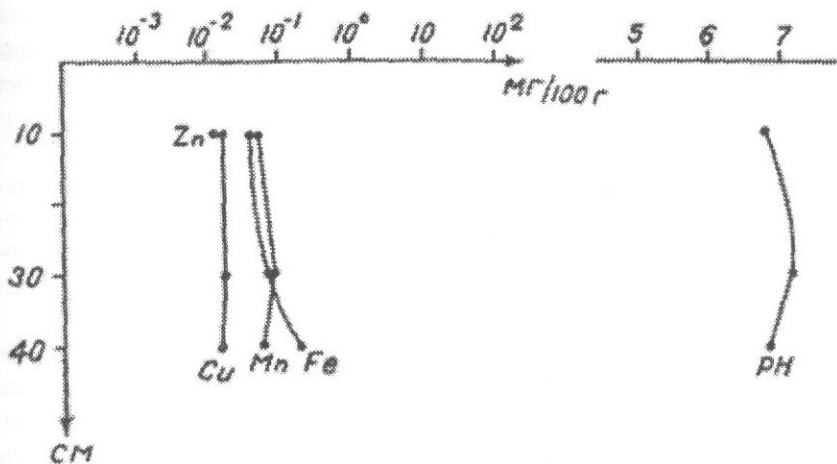


Рис. 55. Изменение содержаний компонентов по глубине в почвах восточного фланга Марджанского месторождения г.т.л. сухих лесов и кустарников.

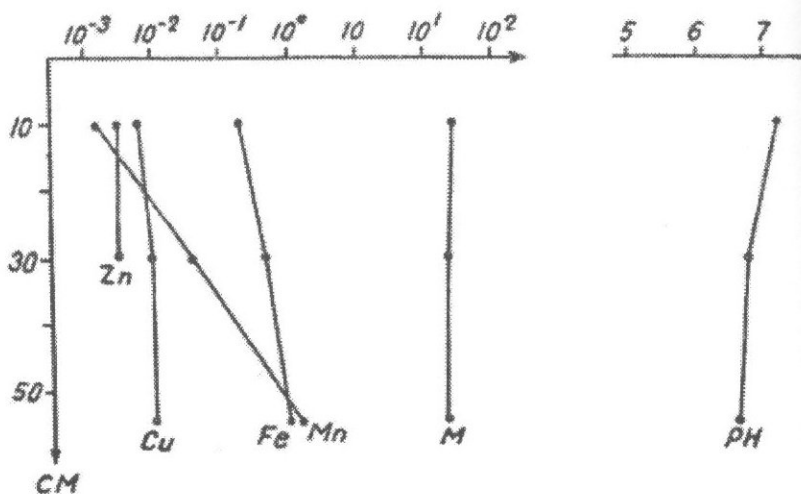


Рис. 56. Изменение содержаний компонентов по глубине в почвах фоновых участков г.т.л. сухих лесов и кустарников.

В табл. 59. приведены результаты исследования почв западного фланга и восточного участка месторождения и фоновых почв г.т.л. сухих лесов и кустарников. Данные представляются по типичным анализам только для компонентов рудной минерализации.

Таким образом, почвенно-гидрогеохимический метод поисков полезных ископаемых в пределах г.т.л. сухих лесов и кустарников дает удовлетворительные результаты и при глубине опробования почв до 30-40см, что весьма небольшая, может являться одним из основных методов поисков.

Лесостепной г.т.л. развит на двух классах почв: кислых, переходящих в кальциевые, и кальциевых. Почвы переходного класса распространены довольно широко. Это темнокаштановые, бескарбонатные, послелесные, остепненные почвы и горные черноземы со средней и большой мощностью. Типоморфным элементом в приповерхностных частях является ион водорода, а на глубине 50-60см — подвижный углекислый кальций.

**Содержание элементов в почвах северного участка
лесостепного г.т.л., (мг/100г).**

Таблица 60

Эл.-ты	Разрез 1				Разрез 2			
	Глубина опробования, см							
	10	30	60-70	90	10-15	30	60-70	90
Na ⁺ +K ⁺	1,99	1,49	1,37	1,12	2,08	2,78	2,78	4,35
Ca	5,04	4,65	3,10	4,46	7,76	7,56	6,59	5,04
Mg	1,70	1,70	2,00	2,00	1,53	1,65	1,53	1,30
Cl	2,13	2,13	2,13	2,13	3,55	2,84	2,84	3,55
SO ₄ ²⁻	4,94	5,76	4,94	4,94	1,23	1,85	1,65	1,65
HCO ₃ ⁻	25,62	19,52	17,08	20,74	30,50	30,50	28,06	23,18
M	45,23	37,70	32,97	37,54	66,00	65,65	62,45	61,05
pH	5,73	6,07	6,46	6,93	6,52	6,84	6,85	6,74
Fe	3,80	2,44	2,34	2,14	0,72	0,46	0,40	0,18
Cu	0,01	0,006	0,008	0,006	0,008	0,008	0,009	0,006
Zn	не обнаружен							
Mn	не обнаружен				0,033	0,0165	не обнаружен	
Mo	не обнаружен							
As	не обнаружен							

Исследования почв с переходным классом велись по 9 перным разрезам на северном, центральном и южном участках площади г.т.л. В табл. 60 приводится почвенно-гидрохимическая характеристика северного участка по двум разрезам. Горизонт вымывания расположен на глубине 85-90см.

**Содержание элементов в почвах мазмазакского участка
(мг/100г).**

Таблица 61

Эл.-ты	Глубина опробования, см			
	15	40	60-70	90-100
Na ⁺ +K ⁺	6,99	6,64	3,31	4,89
Ca	5,62	4,07	2,91	4,27
Mg	2,47	1,77	2,12	2,59
Cl	3,55	2,84	2,84	3,55
SO ₄ ²⁻	5,55	4,53	3,50	6,17
HCO ₃ ⁻	30,50	25,62	18,30	24,40
SiO ₂	54,93	46,24	33,31	46,42
M	6,54	6,57	6,91	7,11
pH	0,18	0,26	0,32	0,50
Fe	0,008	0,046	0,012	0,012
Cu	не обн.	0,0025	не обн.	не обн.
Zn	0,06	0,044	не обн.	0,038
Mn	не обнаружен			

Как явствует из полученных результатов, компоненты рудной минерализации мигрируют хаотично и только содержание *Fe* в двух разрезах с глубиной уменьшается. Значение *pH* среды с глубиной приближается к нейтральному. Центральный участок исследован 4 разрезами, один из которых составлен в пределах Мазмазакской оруденелой зоны. Результаты, полученные по этой зоне, представлены в таблице 61 и рисунке 57.

В таблице 62 приводятся результаты исследования этих же почв методом кислотной вытяжки элементов.

Содержание компонентов рудной минерализации по кислотной вытяжке в мг/100г.

Таблица 62

Глуб. отр. см	Разрез				
	<i>Cu</i>	<i>Zn</i>	<i>Mn</i>	<i>Fe</i>	<i>As</i>
15	9,40	40,00	316,8	4242,0	3,00
40	9,00	28,00	462,0	5393,4	4,00
60-70	8,20	20,00	255,2	4423,8	4,00
90-100	8,40	30,00	308,0	4787,4	6,00

Макрокомпонентный состав характеризуется постепенным убыванием содержаний компонентов с глубиной и их накоплением на иллювиальном горизонте. *pH* с глубиной увеличивается от 6,51 до 7,11. У *Fe* наблюдается обратное явление – с глубиной содержание увеличивается. Остальные элементы своим поведением также не могут служить индикатором оруденения. Мышьяк, например, хотя и обнаружен в водах этого участка, в почвах не фиксируется.

Таким образом, и на участке оруденения почвенно-гидрохимический метод в пределах лесостепного г.т.л. с переходным от кислого к кальциевому классу является неинформативным.

Южный участок исследован 3 разрезами, и результаты приведены на таблице 63.

Здесь также не наблюдаются закономерные изменения содержаний макрокомпонентов с глубиной. Из элементов рудной минерализации только содержание *Cu* с глубиной уменьшается, а *Zn*, наоборот, обнаруживается только в последнем горизонте (иллювиальный горизонт).

Содержание элементов в почвах южного участка
лесостепного г.т.л., мг/100г.

Таблица 63

Эл.-ты	Инт. сод. на глубинах, см			Тип. ан. на глубинах, см		
	10-15	30	60-70	10-15	30	60-70
Na ⁺ +K ⁺	1,15-3,45	1,61-5,98	1,84-3,68	1,15	1,61	3,68
Ca	5,72-6,70	3,54-5,92	3,94-4,54	5,72	3,54	3,94
Mg	2,27-3,34	1,91-2,63	1,91-2,15	2,27	1,91	2,15
СГ	2,84-3,55	2,84-6,39	3,55	2,84	2,84	3,55
SO ₄ ²⁻	1,64-2,88	2,26-2,67	1,85-2,67	2,06	2,26	2,67
HCO ₃ ⁻	25,62-34,16	18,30-32,94	20,74-23,18	25,62	18,30	23,18
M	40,28-52,33	31,16-57,13	34,78-39,38	40,28	31,16	39,38
pH	5,60-6,88	6,31-6,84	6,59-6,72	6,82	6,59	6,59
Fe	0,1-0,6	0,1-0,7	0,18-0,34	0,6	0,64	0,18
Cu	0,004-0,012	0,002-0,012	0,002-0,006	0,012	0,008	0,002
Zn	не обн.-0,003	не обн.-0,005	не обн.-0,005	не обн.	не обн.	0,005
Mn	не обн.-0,011	не обн.-0,027	не обн.-0,022	0,011	0,05	0,022
As	не обнаружен					

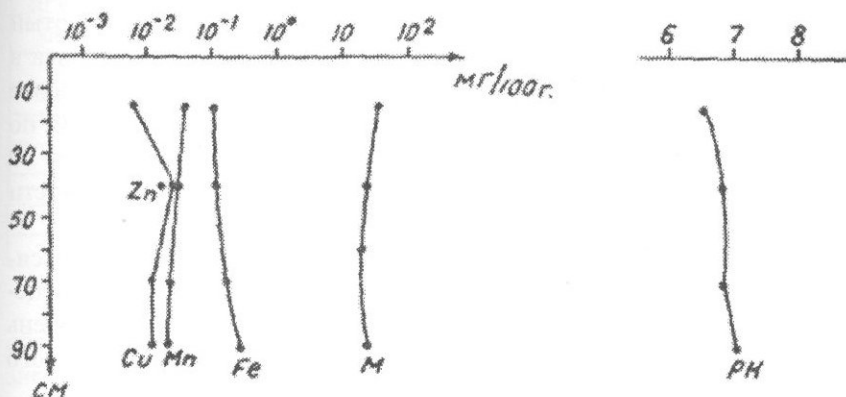


Рис. 57. Изменение содержаний компонентов по глубине в почвах Мазмазакского участка лесостепного г.т.л.

Как свидетельствуют данные, полученные по 9 почвенным разрезам, в пределах лесостепного г.т.л. с Н--Са классом почвенно-гидрохимический метод не эффективен из-за большой мощности

почв, что затушёвывает закономерности поведения элементов на разных горизонтах почвенного покрова.

Роль метода возрастает при применении кислотной вытяжки элементов из почв, поскольку для указанных элементов можно провести опробование до глубины 40 см (табл. 62).

Нам представляется, что применение почвенно-гидрогеохимического метода в пределах идентичных г.т.л., в совокупности с исследованием кислотной вытяжкой, может оправдать себя при изучении известных рудных полей и решении специальных задач по конкретным элементам. В пределах лесостепного г.т.л. с кальциевым классом развиты светлокаштановые, темнокаштановые почвы со средней и большой мощностью, где типоморфным элементом является подвижный углекислый кальций. Почвы этого класса распространены на северной части района, занимая небольшую площадь, вытянутую из центральной части района к северу, и небольшие участки на северо-восточной и восточной его частях.

Исследования велись по 4 разрезам, два из которых вскрыли иллювиальный горизонт на глубине 50см, один – 90см и четвертый – на глубине 1,0-1,1м. Поскольку мощность почвенного покрова в основном превышает 60см, мы приводим данные по двум более характерным разрезам (табл.63), а результаты исследований по кислотной вытяжке – только по разрезу II (табл.64). Рисунок 60 иллюстрирует изменение содержания компонентов в зависимости от глубины опробования по данным разрезов I, II, III.

Для элементов, вышефоновые содержания которых фиксируются после глубины 30-40см, применение метода является нецелесообразным, поскольку мощность почв идентичных г.т.л. очень часто достигает больших значений и опробование всего почвенного покрова при поисках в основном не может себя оправдать.

Как свидетельствует рис.60, наиболее рациональной является глубина опробования до 30см, что для почв лесостепного г.т.л. глубина весьма небольшая. Содержание *Fe* и *Cu* (разрез I) с глубиной увеличивается, в другом случае (разрез II) уменьшается, но в обоих случаях содержания до глубины 30см могут являться индикаторами присутствующих аномальных содержаний этих компонентов.

В почвах разреза II *Zn* не обнаружен, а в почвах последних трех горизонтов разреза I его содержание находится на пределе чувствительности анализа, который достаточно высок.

Следовательно, для *Fe*, *Cu* и *Zn* почвенно-гидрохимический метод в пределах лесостепного г.т.л. с кальциевым классом водной миграции может являться одним из основных.

Содержание элементов в почвах лесостепного г.т.л. с Са классом,
мг/100г.

Эл-ты	Глубина опробования, см								
	Разрез I				Разрез II				
	10	30-35	60-80	90-100	10	30-35	60-70	90	120
Na ⁺ +K	3,60	3,25	2,31	3,23	1,99	1,50	1,22	2,50	5,87
Ca	12,80	11,00	12,4	9,70	5,80	7,37	13,00	9,70	8,35
Mg	1,31	1,41	1,30	1,65	2,20	2,00	1,88	2,00	1,88
Cl ⁻	2,84	2,84	2,84	4,26	2,84	2,84	2,84	2,84	2,84
SO ₄ ²⁻	1,85	2,06	1,85	1,85	3,29	2,67	2,67	3,50	3,29
HCO ₃ ⁻	46,36	47,60	45,14	41,48	24,40	28,06	43,92	36,60	40,26
SiO ₂	14,49	9,45	10,71	12,60	не обнаружен				
M	94,87	85,75	84,54	84,57	38,99	44,53	65,64	57,20	62,54
pH	6,75	7,16	7,37	7,39	6,38	6,95	7,82	7,87	8,07
Fe	0,10	2,00	0,78	1,80	0,44	0,08	0,10	0,03	0,04
Cu	0,01	0,01	0,004	0,008	0,012	0,008	0,008	0,006	0,006
Zn	не обн.	0,0025	0,0025	0,0025	не обнаружен				
Mn	не обнаружен								
As	не обнаружен								

Для *Mn* применение метода, по всей вероятности, не может обеспечить удовлетворительные результаты, т.к. выявление этого элемента в почвах иллювиального горизонта разреза II является результатом его накопления в этом горизонте в конце пути его передвижения по глубине.

Результаты анализов по *As* также указывают на неприемлемость метода по этому элементу.

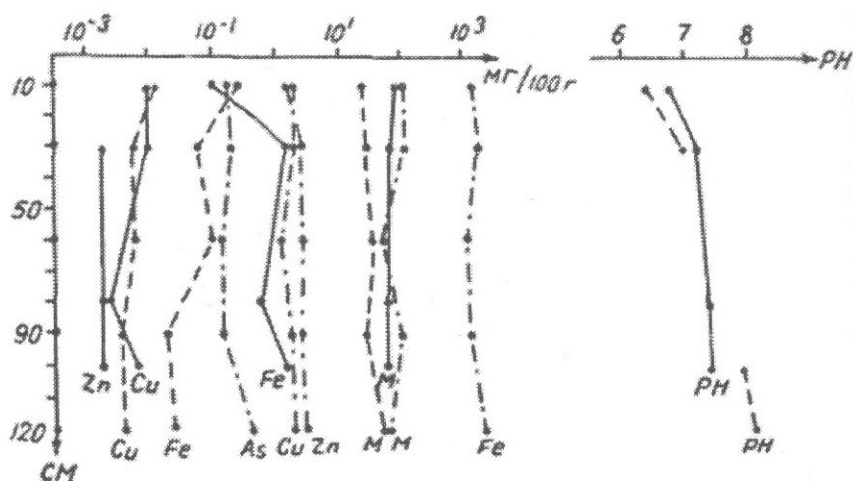


Рис. 58. Изменение содержаний компонентов по глубине в почвах лесостепного г.т.л. с Са классом миграции по разрезам I(- -) и II(---) и по кислотной вытяжке элементов из почв разреза III(- · -).

Содержание рудных компонентов в мг/100г почвах лесостепного г.т.л. с Са классом по кислотной вытяжке.

Таблица 64

Глуб. опр. см	Разрез				
	Cu	Zn	Mn	Fe	As
10	2,80	2,00	114,40	2060,4	0,30
20	2,80	3,00	114,40	2181,60	0,40
60-65	1,60	3,60	77,00	1575,2	0,20
90	2,60	3,20	103,40	1939,2	0,20
120	3,00	4,40	79,20	2363,4	0,64

pH среды с глубиной (к иллювиальному горизонту) от слабокислых и около нейтральных значений переходит к слабощелочному значению. На поверхности иллювиального горизонта *pH* достигает значения 8 и здесь можно ожидать осаждения мигрирующих в кислой среде большинства элементов. Но такая глубина опробования при проведении поисковых работ не является целесообразной.

Содержание элементов в почвах г.т.л. умеренно-влажных степей с Н-Са классом, мг/100г.

Таблица 65

Эл-ты	Разрез I									Разрез II
	Глубина отбывания, см									
	20	65	90-95	120	10	30	60	90	120	
Na ⁺ +K ⁺	4,45	4,43	1,87	2,29	2,36	1,97	1,58	2,96	3,96	
Ca	8,15	6,21	6,60	6,98	4,27	4,27	3,30	3,88	3,88	
Mg	2,47	2,59	2,47	2,59	2,00	1,77	2,35	1,41	2,12	
Cl	2,84	2,84	2,84	2,84	2,84	3,55	3,55	2,84	3,55	
SO ₄ ²⁻	7,61	5,76	6,17	9,67	2,67	2,88	3,92	2,26	2,47	
HCO ₃ ⁻	32,94	31,72	24,40	24,40	20,74	17,08	15,86	19,52	23,1	
SiO ₂	не обнаружен				8,82	8,19	8,19	8,19	8,19	
M	58,40	53,90	44,72	50,14	52,62	46,56	44,40	47,09	54,1	
pH	7,35	7,42	6,93	6,89	6,62	6,48	4,49	6,53	6,82	
Fe	0,14	0,32	0,34	1,26	0,50	0,60	0,84	1,20	0,56	
Cu	0,015	0,015	0,010	0,010	0,006	0,008	0,007	0,002	0,006	
Zn	не об.	не об.	не об.	не об.	0,005	0,005	0,005	не об.	не об.	
Mn	не об.	0,011	0,022	0,10	не об.	не об.	не об.	0,022	не об.	
As	не обнаружен									

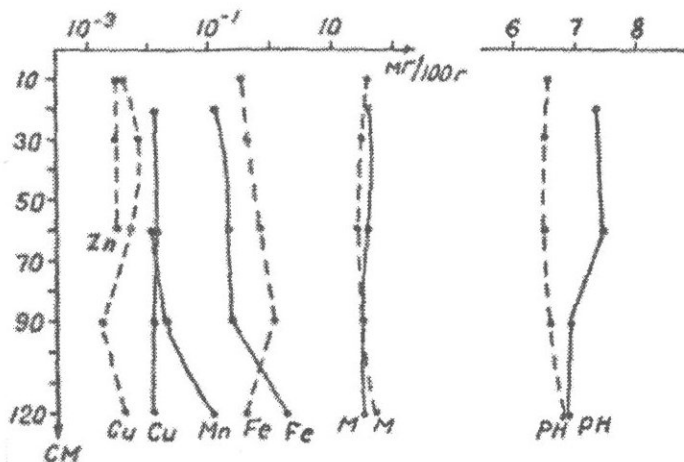


Рис. 59. Изменение содержаний компонентов по глубине в почвах умеренно-влажных степей с Н-Са классом по разреза I(-) и II(---).

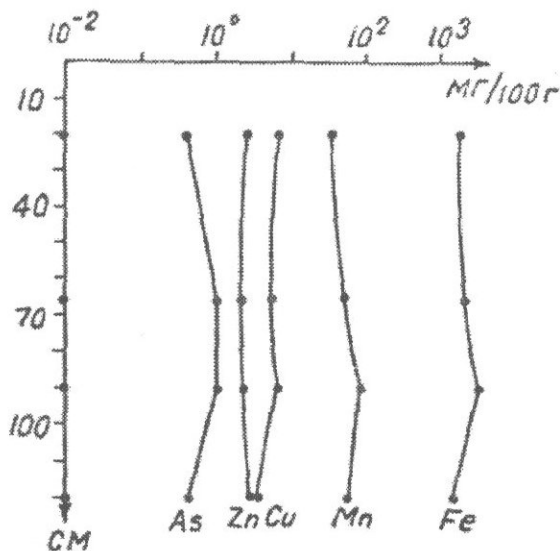


Рис. 60. Изменение содержаний компонентов по глубине в почвах умеренно-влажных степей с Н--Са классом по кислотной вытяжке.

Геохимический тип ландшафтов умеренно влажных степей отличается двумя классами: кислым, переходящим в кальциевый, и кальциевым.

Это почвы речных долин, которые образовались на песчано-гравийно-щебнистых наносах, и остепненные лесные почвы, образовавшиеся на аллювиально-делювиальных продуктах выветривания базальтов, андезитов-базальтов, риолитов и т.д. Мощность этих почв большая, и не всегда удается вскрыть иллювиальный горизонт. Занимаемая площадь г.т.л. небольшая. Она простирается вдоль берегов р.Сисиан и исследована четырьмя разрезами (по два в пределах распространения каждого класса почв). В таблице 65 и на рисунке 59 приведены данные по почвам с переходящим классом.

В таблице 66 и на рисунке 60 иллюстрируются результаты исследований почв с помощью метода кислотной вытяжки элементов.

Содержание компонентов рудной минерализации в почвах умеренно-влажных степей с Н-Са классом по кислотной вытяжке, мг/100г.

Таблица 66

Глуб. опр. см	Разрез				
	<i>Сu</i>	<i>Zn</i>	<i>Mn</i>	<i>Fe</i>	<i>As</i>
20	8,00	3,50	52,80	2727,0	0,64
65	7,60	3,00	74,80	3272,4	1,00
90-95	8,00	3,50	92,40	3393,6	1,00
120	5,00	4,00	83,60	2666,4	0,60

Как показывают полученные данные почвенно-гидрохимического и спектрального анализов, а также кислотная вытяжка, рациональной является глубина опробования 60-70см, что для почв г.т.л. умеренно-влажных степей глубина весьма небольшая. Наблюдаются и противоречивые явления, для объяснения которых необходимы дополнительные исследования. Например, содержание *Mn* почвенно-гидрохимическим анализом выявлено только на глубине 60см, после которой наблюдается его увеличение, а по спектральному анализу, начиная с этой глубины, содержание *Mn* уменьшается. Хорошие результаты получаются по *Cu*, *Fe* и, при применении кислотной вытяжки, по *Zn*.

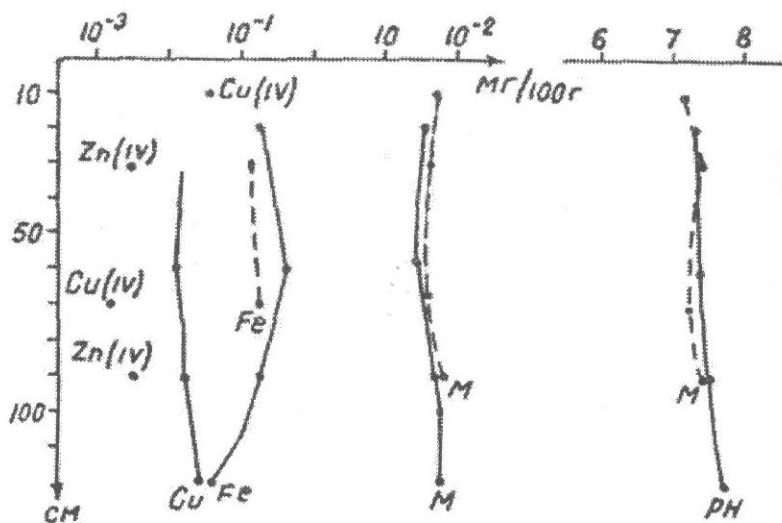


Рис. 61. Изменение содержаний компонентов по глубине в почвах г.т.л. умеренно влажных степей с Са классом по разрезу III (—) и IV(---).

Содержание элементов в почвах г.т.л. умеренно-влажных степей с Са классом водной миграции, мг/100г.

Таблица 67

Эл.-ты	Глубина опробования							
	Разрез III				Разрез IV			
	20	60-65	90	120	10	30	70	90
Na ⁺ +K ⁺	5,13	3,19	4,75	5,90	4,35	4,36	5,46	3,92
Ca	7,76	6,40	9,89	10,4	9,72	6,60	4,27	6,40
Mg	2,36	2,12	2,24	2,24	2,59	2,47	2,24	3,18
Cl ⁻	2,84	2,84	2,84	2,84	3,55	3,55	3,55	3,55
SO ₄ ²⁻	4,32	2,47	3,08	4,23	2,26	2,06	2,88	2,06
HCO ₃ ⁻	35,38	30,5	43,92	46,36	41,48	32,94	26,84	36,6
SiO ₂	не определен				11,97	12,6	10,71	10,71
M	58,11	47,21	67,01	72,17	75,93	64,73	56,21	66,43
pH	7,30	7,40	7,53	7,75	7,13	7,44	7,24	7,41
Fe	0,30	0,66	0,26	0,06	не об.	0,14	0,26	не об.
Cu	0,02	0,01	0,02	0,036	0,006	не об.	0,002	не об.
Zn	не об.	не об.	не об.	не обн.	не об.	0,005	не об.	0,005
Mn	не об.	0,016	0,011	не об.	не об.	не об.	не обн.	не обн.
As	не обнаружен							

Таким образом, при проведении почвенно-гидрохимических поисков в пределах г.т.л. умеренно влажных степей необходимо учитывать, что большая мощность почв, в основном аккумулятивные формы рельефа и, в свою очередь, класс водной миграции этих почв направляют поиски только на определенную группу элементов. Число последних может значительно возрастать при использовании метода анализа кислотной вытяжки элементов из почв.

Почвы с кальциевым классом миграции отличаются еще большей мощностью, но для сравнения приводятся результаты исследований разрезов с параметрами, почти аналогичными с предыдущими разрезами в почвах с Н-Са классом (табл. 67, рис. 61).

Ниже приводятся результаты исследований этих же почв методом кислотной вытяжки (таблица 68, рис. 64).

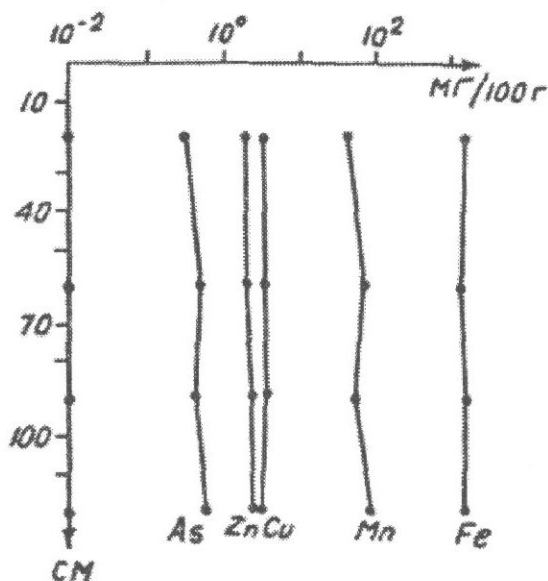


Рис. 62. Изменение содержаний компонентов по глубине в почвах г.т.л. умеренно влажных степей с Са классом по разрезу III по кислотной вытяжке.

Почвы с кальциевым классом миграции элементов имеют самую большую мощность по сравнению с остальными типами почв района. Кроме того, наиболее интенсивная аккумуляция ионно-коллоидной составляющей привнесенного материала, в связи с занимаемым нижним положением, обуславливает сопряженность этого г.т.л. (подчиненное положение) со всеми другими г.т.л.

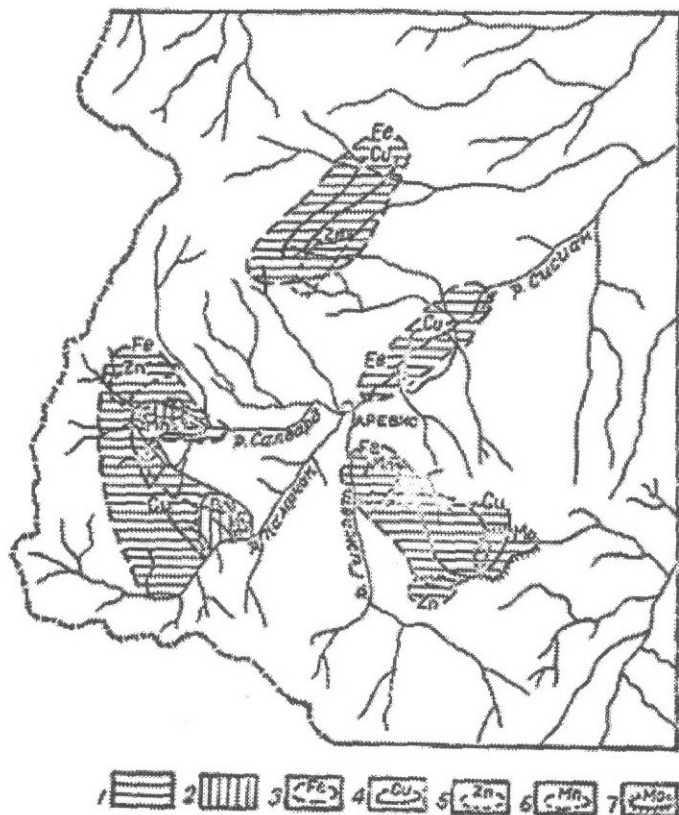


Рис. 63. Малоперспективные (1) и умеренно перспективные (2) в отношении железа (3), меди (4), цинка (5), марганца (6) и молибдена (7) участки Аревис-Барцраванской зоны по данным почвенно-гидрогеохимических исследований.

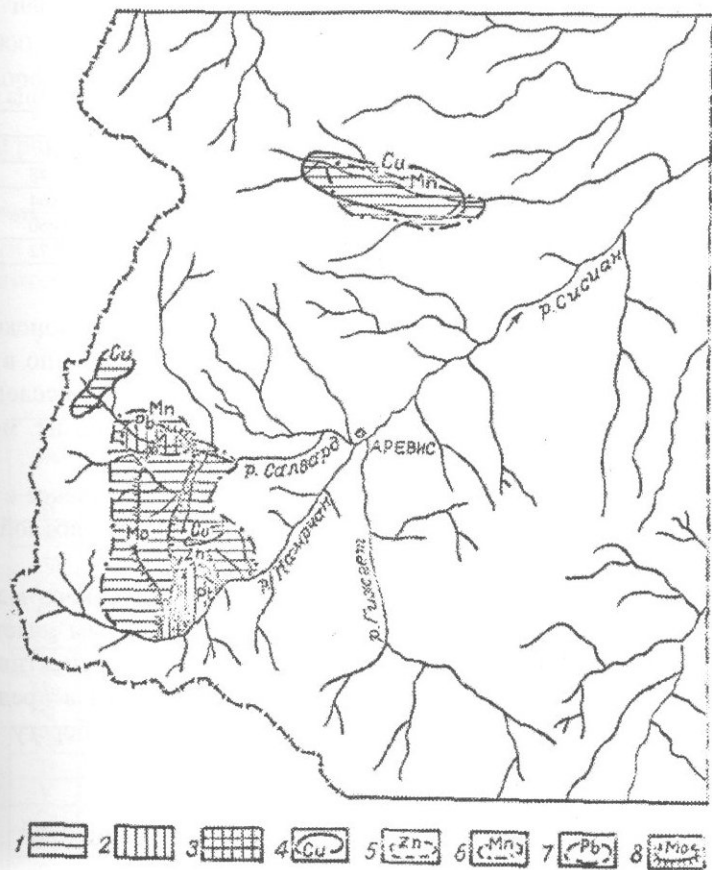


Рис. 64. Малоперспективные (1), умеренно перспективные (2) и перспективные (3) в отношении меди (4), цинка (5), марганца (6), свинца (7) и молибдена (8) участки Аревис-Барцеванской зоны по данным металлометрических исследований.

Содержание компонентов рудной минерализации в мг/100г почвах г.т.л. умеренно-влажных степей с Са классом по кислотной вытяжке.

Таблица 68

Глуб. отр. см	Разрез III				
	Cu	Zn	Mn	Fe	As
20	4,60	2,40	66,0	2514,9	0,48
60-65	4,80	2,60	79,20	2484,6	0,64
90	4,80	2,80	70,40	2666,4	0,60
120	4,80	2,80	92,40	2505,8	0,72

Следовательно, при проведении геохимических поисковых работ в пределах г.т.л. умеренно влажных степей, особенно в пределах распространения почв с Са классом, один метод исследований, в данном случае почвенно-гидрогеохимический, не может удовлетворительно ответить на поставленные вопросы.

Этот метод может быть применен лишь в комплексе с другими методами исследований или с применением кислотной вытяжки элементов из почв.

В целом, результатом почвенно-гидрохимического метода исследований является выделение четырех аномальным участков, два из которых умеренно перспективные и два малоперспективные. Один из умеренно-перспективных участков находится в пределах Мазмазакского рудопроявления, второй – на правом берегу реки Гижгет, на восточных склонах г.Матагасар (рис.63).

6.3.3. Результаты металлотрических исследований

Степень эффективности металлотрического метода во многом зависит от ландшафтно-геохимических условий района исследований, которые определяют целесообразность применения метода, представительный для опробования горизонт, рациональную глубину опробования. На площади каждого г.т.л. для расчетов кларка концентрации (КК) элементов в почвах выбран наиболее распространенный комплекс пород, поэтому не исключено наличие небольших неточностей в полученных значениях КК на разных участках одного и того же г.т.л.

При рассмотрении каждого г.т.л., исходя из масштаба 1:50000, выбран один наиболее характерный для данного г.т.л. состав пород.

При расчетах были использованы данные А.П. Виноградова [56] и результаты авторских анализов пород.

Альпийский г.т.л. изучен на примере двух участков, один из которых – фоновый, расположен на западных склонах г.Гомшпатех, второй – на склонах апофизного хребта, в нижних частях которого находится Марджанское месторождение.

Содержание элементов в почвах альпийского г.т.л., %

Таблица 69

Эл-ты	Глубина опробования разрезов, см					
	I			II		
	10	30	60	10	30-40	70
Si	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0
Al	3,2	3,2	4,2	3,2	1,3	3,2
Mg	1,3	1,8	1,3	1,3	1,3	1,3
Ca	0,42	0,42	0,42	0,42	0,56	0,56
Fe	1,8	1,8	2,4	1,8	2,4	2,4
Na	1,0	1,3	0,75	1,8	1,3	1,3
K	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2
Mn	0,042	0,032	0,032	0,042	0,056	0,032
Ni	0,0056	0,0056	0,0056	0,0042	0,0018	0,0056
Co	0,001	0,001	0,0013	0,001	0,001	0,001
Ti	0,24	0,56	0,32	0,32	0,32	0,32
V	0,0056	0,013	0,0056	0,0024	0,0042	0,013
Cr	0,01	0,01	0,0075	0,01	0,0042	0,0075
Mo	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032
Zr	0,01	0,018	0,01	0,013	0,0075	0,024
Cu	0,0032	0,0042	0,0056	0,0075	0,0032	0,0075
Pb	0,0075	0,0042	0,018	0,00042	0,00042	0,00042
As	-	-	-	-	-	-
Zn	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032
Sr	0,032	0,042	0,042	0,075	0,032	0,032
Ba	0,013	0,032	0,024	0,056	0,024	0,018
Li	0,0024	0,0042	0,0032	0,0018	0,0018	0,0032
Be	0,00024	0,00013	0,00013	0,00013	0,00018	0,00024
Rb	0,00042	0,001	0,00042	0,00075	0,0013	0,0013

Эл- ты	Глубина опробования разрезов, см					
	III		30-40	60	IV	
	90-95	10			70	5
Si	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	4,2
Al	4,2	3,2	3,2	10,0	5,6	4,2
Mg	1,0	0,42	0,56	1,0	0,42	1,0
Ca	0,42	0,56	0,56	0,42	0,56	0,42
Fe	1,8	1,8	1,8	2,4	1,0	2,4
Na	1,3	0,75	0,75	0,32	0,35	1,8
K	3,2	3,2	3,2	2,4	3,2	3,2
Mn	0,042	0,024	0,018	0,024	0,024	0,1
Ni	0,0075	0,0018	0,0056	0,0018	0,0024	0,0024
Co	0,001	0,001	0,001	0,001	0,0013	0,001
Ti	0,32	0,32	0,32	0,32	0,24	0,42
V	0,0075	0,0056	0,013	0,0024	0,0056	0,0032
Cr	0,0075	0,0075	0,0056	0,0032	0,0042	0,0056
Mo	0,00032	0,00032	0,00075	?	0,00032	0,00032
Zr	0,01	0,018	0,018	0,024	0,018	0,013
Cu	0,0075	0,0075	0,0075	0,0075	0,01	0,0042
Pb	0,00042	0,00042	0,00042	0,00042	0,00042	0,0018
As	0,01	-	-	?	-	?
Zn	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032
Sr	0,042	0,032	0,032	0,01	0,024	0,018
Ba	0,042	0,018	0,018	0,0042	0,018	0,018
Li	0,0032	0,00042	0,00032	0,00042	0,00032	0,00075
Be	0,00018	0,00018	0,00018	0,00056	0,00056	0,0001
Rb	0,0013	0,001	0,00075	0,00042	0,00042	0,00042

Эл- ты	Глубина опробования разрезов, см				
	V				
	15	30-40	10	20-30	45-50
Si	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0
Al	5,6	4,2	2,4	2,4	3,2
Mg	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8
Ca	0,42	0,56	0,42	0,56	0,42
Fe	2,4	3,2	1,0	1,8	2,4
Na	2,4	2,4	2,4	2,4	1,3
K	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2
Mn	0,075	0,1	0,075	0,1	1,3
Ni	0,0056	0,0024	0,0024	0,0024	0,0018
Co	0,001	0,0013	0,001	0,001	0,001
Ti	0,42	0,32	0,13	0,32	0,75
V	0,0024	0,0042	0,0056	0,0032	0,013
Cr	0,0056	0,0075	0,0056	0,0056	0,0075
Mo	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032

Продолжение 3 таблицы 69

Эл.-ты	Глубина опробования разрезом, см				
	V				
	15	30-40	10	20-30	45-50
Zr	0,013	0,018	0,0075	0,013	0,013
Cu	0,0075	0,0075	0,0075	0,01	0,018
Pb	0,0042	0,0032	0,0013	0,0018	0,0056
As	0,01	-	-	-	-
Zn	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032
Sr	0,018	0,018	0,013	0,024	0,024
Ba	0,018	0,018	0,0075	0,0056	0,013
Li	0,0013	0,0024	0,00075	0,001	0,00042
Be	0,00013	0,00013	0,0001	0,0001	0,00018
Rb	0,00042	0,001	0,00042	0,00042	0,00042

В таблице 69 приведены результаты спектральных анализов почв, в которых особое внимание уделено тем же элементам, которые участвуют в составе эндогенных руд района.

Как явствует из полученных результатов, опробование почв на одной и той же глубине не может быть приемлемым для всех элементов. Намечается и необходимость особого подхода при работах на площадях оруденения.

Кларки концентрации элементов (КК) в почвах альпийского г.т.л.

Таблица 70

Элементы	Сред.сод эл-тов в породах сред.сос т. по Виноградову	Сред. сод. элементо в в породах альпийского г.т.л.	Разрез I						
			10	30	60	10	30-40	70	90-95
Mn	0,12	0,09	0,47	0,36	0,36	0,47	0,62	0,36	0,47
Ni	0,0055	0,0021	2,67	2,67	2,67	2,00	0,86	2,67	3,57
Co	0,001	0,00086	1,18	1,18	1,53	1,18	1,18	1,18	1,18
Ti	0,80	0,26	0,92	2,15	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23
V	0,01	0,011	0,51	1,18	0,51	0,22	0,38	1,18	0,68
Cr	0,0050	0,0062	1,61	1,61	1,21	1,61	0,68	1,21	1,21
Mo	0,00009	0,0016	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Cu	0,0035	0,0048	0,67	0,88	1,17	1,56	0,67	1,56	1,56
Pb	0,0015	0,0029	2,59	1,45	6,21	1,45	1,45	1,45	1,45
Zn	0,0072	0,012	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27
Sr	0,080	0,069	0,46	0,61	0,61	1,09	0,46	0,46	0,61
Ba	0,065	0,17	0,076	0,19	0,14	0,33	0,14	0,11	0,25

Продолжение таблицы 70

Эл-ты	Разрез III				Разрез IV			Разрез V		
	10	30-40	60	70	5	15	30-40	10	20-30	45-50
Mn	0,27	0,20	0,27	0,27	1,10	0,83	1,11	0,83	1,11	14,44
Ni	0,86	2,67	0,86	1,14	1,14	2,67	1,14	1,14	1,14	0,86
Co	1,18	1,18	1,18	1,53	1,18	1,18	1,53	1,18	1,18	1,18
Ti	1,23	1,23	1,23	0,92	1,62	1,62	1,23	0,50	1,23	2,88
V	0,51	1,18	0,22	0,51	0,29	0,22	0,38	0,51	0,29	1,18
Cr	1,21	0,90	0,52	0,68	0,90	0,90	1,21	0,90	0,90	1,21
Mo	0,2	0,47	?	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Cu	1,56	1,56	1,56	2,08	0,88	1,56	1,56	1,6	2,08	3,75
Pb	1,45	1,45	1,45	1,45	0,62	1,45	1,10	0,45	0,62	1,93
Zn	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27
Sr	0,46	0,46	0,14	0,35	0,26	0,26	0,26	0,19	0,35	0,35
Ba	0,11	0,11	0,025	0,11	0,11	0,076	0,076	0,044	0,033	0,076

В таблице 70 приведены кларки концентрации элементов (КК) в почвах альпийского г.т.л. для некоторых элементов. Содержание *Mn, Ni, Co, Ti* и *Sr* в породах ниже кларковых.

Для фонового участка рациональной для марганца является глубина опробования 10-40см. В почвах участка месторождения наблюдается общая зараженность элементом всех почвенных горизонтов, а в зоне окисления месторождения, на поверхности иллювиального горизонта разреза содержание марганца достигает 1,3, что в 11 раз превышает кларковое содержание и в 14 раз содержание элемента в породах участка.

Поскольку глубина расположения иллювиального горизонта в идентичных г.т.л. обычно небольшая, применение металлометрического метода по марганцу вполне может оправдать себя. В породах альпийского г.т.л. содержание никеля ниже кларкового в 2 раза, что при учете высокого значения КК может свидетельствовать о незатрудненном переходе элемента в почвы, следовательно, целесообразность применения металлометрического метода по *никелю* становится очевидной. Глубина опробования при этом не превышает 30-40см. Содержание *кобальта* в почвах не превышает 0,0013%, а в породах среднее содержание его составляет 0,00085%. Он обладает хорошей способностью перехода в почвы, поэтому метод металлометрических поисков по *кобальту* является приемлемым. В почвах разрезов фонового участка содержание *титана*

варьирует в пределах 0,24-0,56%, а в зоне оруденения достигает 0,75% (поверхность иллювиального горизонта разреза *V*), КК элемента здесь 2,88. Очевидно влияние зоны окисления месторождения. Содержание *титана* в почвах г.т.л. в 1,5-3,0 раза превышает таковое в породах, что свидетельствует о способности перехода его в почвы. Поэтому метод металлометрии приемлем, а глубина опробования почв достигает 30см. Самые высокие содержания *ванадия* зафиксированы на глубине 30см и на поверхности иллювиального горизонта разреза *V*. Учитывая близость значений кларка и среднего содержания элемента в породах и невысокое значение КК, можно говорить о малоперспективности металлометрического метода по ванадию в пределах альпийского г.т.л.

Высокие содержания *хрома* зафиксированы на глубинах 10см и 30см. КК элемента невысок, хотя среднее содержание его в породах участка превышает кларковое значение, поэтому металлометрический метод в данном случае не может давать удовлетворительные результаты. Данные по породам свидетельствуют о общем завышенном фоне участка по содержанию *молибдена*. Его среднее содержание в породах участка почти в 18 раз превышает кларковое значение, а в почвах оно почти всегда ниже 0,0032%. КК ниже 0,2, а метод металлометрических исследований при таких условиях неприемлем. Среднее содержание *меди* в породах г.т.л. выше, чем кларковое. В почвах оно варьирует в пределах 0,0032-0,018%. Во всех разрезах максимальные содержания наблюдаются на поверхности иллювиального горизонта. При небольших мощностях почв опробование этого горизонта иногда может оправдать себя, а с увеличением мощности почвенного покрова роль метода становится менее важной. В породах среднее содержание *свинца* превышает кларковое содержание. Кроме почв разреза *II*, везде наблюдается высокое содержание и высокие значения КК. В почвах разреза *V* на последнем горизонте идет накопление элемента и в несколько раз интенсивнее происходит накопление свинца на иллювиальном горизонте разреза *I*, который находится за пределами зоны оруденения. Это может свидетельствовать о наличии свинцового накопления или является результатом хороших миграционных свойств элемента в кислой среде. Метод является весьма эффектив-

ным для выявления аномальных содержаний металла, особенно при распространении информативного горизонта на небольшой глубине. Здесь она достигает 50см.

Среднее содержание *цинка* в породах участка в 1,6 раза превышает его кларковое содержание, но в почвах оно почти всегда ниже 0,0032%. Следовательно, несмотря на свою высокую подвижность в кислой среде, переход его в почвы происходит недостаточно интенсивно, поэтому его определение металлометрическим методом целесообразно только при решении конкретных задач в пределах известных зон оруденения. Среднее содержание *стронция* в породах участка ниже его кларковых содержаний, а содержание *бария* более чем в 2,5 раза превышает кларк. Для стронция на фоновом участке информативным является горизонт подрастительного слоя, что, по-видимому, в значительной мере связано с корневой системой растительности. На участке оруденения накопление элемента происходит на иллювиальном горизонте. Для бария информативным является глубина опробования 10-30см, в пределах месторождения его содержание низкое, что является следствием процессов окисления и выщелачивания. По этим двум элементам металлометрический метод поисков целесообразно применять только на участках оруденений при решении конкретных задач.

На площади, занимаемой *субальпийским* г.т.л., поверхностным опробованием были исследованы свыше 30 участков, а для установления рациональной глубины опробования по отдельным элементам составлены 6 почвенных разрезов до глубины распространения иллювиального горизонта.

В этом г.т.л. также преобладает выщелачивание и вынос материала над привносом. На одном из пологих участков составлен разрез, который вскрыл 4 почвенных горизонта до глубины 1,2 – 1,3м, где расположен иллювиальный горизонт.

Для шести разрезов получены результаты анализов почв (табл. 71).

Разрез IV составлен в пределах рудного участка Марджанского месторождения, на верхних частях склонов. Разрез V – на западном фланге месторождения, а разрез VI – на северном склоне того же хребта, на другой стороне водораздела.

Разрезы I, II, III характеризуют почвы г.т.л. за пределами зоны оруденения. По сравнению с альпийским г.т.л., здесь мощность почв больше, на отдельных участках она в среднем достигает 80см. Иллювиальный горизонт расположен на глубинах от 40-55см (склоны с большим уклоном падения) до 1,0-1,3м (сравнительно пологие склоны), где и происходит накопление элементов. Значение КК элементов в почвах субальпийского г.т.л., по сравнению с альпийским, выше за счет низкого среднего содержания их в породах участка.

Наблюдается слабая тенденция накопления марганца на поверхности иллювиального горизонта и, следовательно, с увеличением мощности почвенного покрова роль металлометрического метода уменьшается. Им можно пользоваться только при небольшой мощности почвенного покрова.

Содержание элементов в почвах субальпийского г.т.л., %

Таблица 71

Эл.-ты	Глубина отробования разрезов, см					
	до 20	30-40	70-80	20	30-40	70-80
Si	10	10	10	10	10	10
Al	7,5	7,5	7,5	7,5	10	10
Mg	1,8	1,3	5,6	10,0	5,6	10
Ca	1,3	2,4	1,8	1,3	4,2	5,6
Fe	3,2	4,2	4,2	10,0	4,2	7,5
Na	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2
K	3,2	3,2	3,2	3,2	2,4	3,2
Mn	0,075	0,075	0,10	0,1	0,075	0,056
Ni	0,00042	0,00032	0,0075	0,0024	0,0018	0,0024
Co	0,0010	0,0013	0,0010	0,0056	0,0056	0,0056
Ti	0,56	0,32	0,24	0,24	0,24	0,56
V	0,013	0,013	0,018	0,032	0,024	0,032
Cr	0,0056	0,0013	0,00042	0,00056	0,00032	-
Mo	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032
Zr	0,032	0,024	0,042	0,0056	0,0075	0,0075
Cu	0,01	0,01	0,01	0,013	0,013	0,010
Pb	0,00042	0,00042	0,00042	0,00042	0,00042	0,00075
As	-	-	-	-	-	-
Zn	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032
Sr	0,024	0,018	0,032	0,032	0,056	0,042
Ba	0,075	0,056	0,075	0,042	0,018	0,042
Li	0,0013	0,0018	0,0013	0,0013	0,00032	0,00056
Be	0,00024	0,0001	0,00024	0,00013	0,00013	0,00056
Rb	0,0024	0,0056	0,0024	0,00075	0,00042	0,00075

Эл.-ты	Глубина опробования разрезов, см							
	III				IV			
	8-10	30-40	60-65	80-90	120-130	10	20-30	45-55
Si	10	10	10	10	10	10	10	10
Al	0,75	3,2	1,8	2,4	7,5	3,2	5,6	7,5
Mg	0,75	0,75	0,75	0,75	0,75	1,8	1,8	1,8
Ca	0,56	0,56	0,56	0,75	0,56	0,56	0,42	0,42
Fe	3,2	1,8	1,0	2,4	1,3	2,4	2,4	3,2
Na	0,75	1,0	1,0	1,8	0,56	1,3	1,8	1,8
K	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2
Mn	0,075	0,056	0,042	0,032	0,10	0,075	0,075	0,75
Ni	0,0024	0,0024	0,0024	0,00042	0,00032	0,0042	0,010	0,0056
Co	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ti	0,18	0,24	0,32	0,18	0,13	0,42	0,75	0,32
V	0,0075	0,0056	0,0032	0,0032	0,0024	0,0042	0,010	0,013
Cr	0,0042	0,0042	0,0042	0,00032	0,00032	0,0075	0,010	0,013
Mo	0,00032	0,00032	-	-	-	0,00032	0,00032	0,00032
Zr	0,0056	0,01	0,013	0,018	0,013	0,010	0,010	0,010
Cu	0,0075	0,01	0,013	0,013	0,018	0,010	0,010	0,0075
Pb	0,00042	0,00042	0,00042	0,00042	0,00042	0,0032	0,0032	0,0024
As	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032
Sr	0,018	0,042	0,024	0,056	0,042	0,018	0,010	0,018
Ba	0,024	0,042	0,075	0,075	0,032	0,013	0,013	0,024
Li	0,00075	0,00075	0,00056	0,00056	0,00042	0,0010	0,0018	0,0013
Be	0,00013	0,00024	0,00018	0,00032	0,00024	0,00013	0,00013	0,00024
Rb	0,0032	0,0013	0,0010	0,00056	0,00056	0,00042	0,00075	0,000075

Эл.-ты	Глубина опробования разрезов, см					
	V			VI		
	10-15	60-70	80-90	10	30-35	70-80
Si	10	10	10	10	10	10
Al	3,2	2,4	7,5	1,3	1,8	5,6
Mg	0,56	0,56	1,8	0,56	0,56	3,2
Ca	0,24	0,18	0,42	0,24	0,32	0,32
Fe	1,0	1,8	1,8	1,3	1,8	1,8
Na	0,56	1,3	1,8	1,0	1,3	1,8
K	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2
Mn	0,010	0,010	0,018	0,024	0,024	0,032
Ni	0,00075	0,00075	0,00075	0,0024	0,0032	0,0056
Co	0,0010	-	0,0010	0,0010	0,0010	0,0010
Ti	0,18	0,24	0,42	0,18	0,18	0,32
V	0,0056	0,0056	0,013	0,0042	0,0024	0,0056
Cr	0,0056	0,0075	0,013	0,010	0,018	0,024
Mo	0,00032	-	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032

Продолжение 3 таблицы 71

Эл-ты	Глубина опробования разрезов, см					
	V			VI		
	10-15	60-70	80-90	10	30-35	70-80
Zr	0,013	0,018	0,024	0,010	0,0075	0,024
Cu	0,0032	0,0032	0,0075	0,0032	0,0042	0,0075
Pb	0,0056	0,0056	0,018	0,0013	0,0032	0,0075
As	-	-	-	-	-	-
Zn	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032
Sr	0,018	0,010	0,018	0,024	0,013	0,024
Ba	0,018	0,056	0,042	0,018	0,010	0,024
Li	0,0010	0,00056	0,0018	0,0024	0,0024	0,0032
Be	0,00010	0,00010	0,00024	0,00018	0,00018	0,00056
Rb	0,00056	0,0013	0,0056	0,0010	0,0010	0,0018

При переходе от одного почвенного горизонта к другому в поведении никеля никаких закономерных изменений не наблюдается. На участках с аномальными содержаниями элемента метод, по-видимому, даст положительные результаты, но решение вопроса рациональности глубины опробования требует дополнительных исследований.

Среднее содержание кобальта в породах выше, чем кларковое, а по сравнению с породами альпийского г.т.л. оно увели

Кларки концентрации элементов (КК) в почвах субальпийского г.т.л. по глубине

Таблица 72

Эл-ты	Сред. сод. элементов в породах сред.сост. по Виноградову	Сред. сод. элементов в породах г.т.л. сухих лесов и кустарников	Глубина опробования разрезов, см					
			I			II		
			до 20	30-40	70-80	20	30-40	70-80
Mn	0,12	0,054	1,39	1,39	1,85	1,85	1,39	1,04
Ni	0,0055	0,0033	0,127	0,097	2,27	0,73	0,55	0,73
Co	0,001	0,0016	0,625	0,813	0,625	3,5	3,5	3,5
Ti	0,80	0,297	1,89	1,08	0,81	0,81	0,81	1,89
V	0,01	0,034	0,38	0,38	0,53	0,94	0,71	0,94
Cr	0,0050	0,02	0,28	0,065	0,021	0,028	0,016	-
Mo	0,00009	0,001	0,32	-	-	-	-	-
Cu	0,0035	0,016	0,625	0,625	0,625	0,813	0,813	0,625
Pb	0,0015	0,006	0,07	"-	"-	0,07	0,07	0,125
Zn	0,0072	0,032	0,1	"-	"-	"-	0,1	0,1
Sr	0,080	0,085	0,25	0,21	0,38	0,38	0,66	0,49
Ba	0,065	0,170	0,44	0,33	0,44	0,25	0,11	0,25

Продолжение 1 таблицы 72

Эл.- ты	Глубина опробования разрезов, см							
	III			IV				
	8-10	30-40	60-65	80-90	120-130	10	20-30	45-55
Mn	1,39	1,04	0,78	0,59	1,85	1,39	1,39	1,39
Ni	0,73	0,73	0,73	0,127	0,097	1,27	3,03	1,70
Co	0,625	0,625	0,625	0,625	0,625	0,625	0,625	0,625
Ti	0,61	0,81	1,08	0,61	0,44	1,41	2,53	1,08
V	0,22	0,16	0,09	0,09	0,075	0,12	0,29	0,38
Cr	0,21	0,21	0,21	0,065	0,065	0,375	0,50	0,65

Продолжение 2 таблицы 72

Эл.- ты	Глубина опробования разрезов, см							
	III			IV				
	8-10	30-40	60-65	80-90	120-130	10	20-30	45-55
Mo	-	-	?	?	?	0,32	-	-
Cu	0,469	0,625	0,813	0,813	1,125	0,625	0,625	0,469
Pb	0,07	-	-	-	-	0,53	0,53	0,4
Zn	0,1	-	-	-	-	-	-	-
Sr	0,21	0,49	0,25	0,66	0,49	0,21	0,12	0,21
Ba	0,14	0,25	0,44	0,44	0,19	0,08	0,08	0,14

Продолжение 3 таблицы 72

Эл.-ты	Глубина опробования разрезов, см					
	V				VI	
	10-15	60-70	80-90	10	30-35	70-80
Mn	0,185	0,185	0,35	0,44	0,44	0,59
Ni	0,227	0,227	0,227	0,73	0,097	1,70
Co	-	0,625	0,625	0,625	0,625	0,625
Ti	0,61	0,81	1,41	0,61	0,61	1,08
V	0,16	0,16	0,38	0,12	0,071	0,16
Cr	0,28	0,375	0,65	0,5	0,9	1,2
Mo	-	-	0,32	-	-	-
Cu	0,2	0,2	0,469	0,2	0,269	0,469
Pb	0,93	0,93	3,0	0,22	0,53	1,25
Zn	-	-	-	-	-	-
Sr	0,21	0,12	0,21	0,25	0,15	0,25
Ba	0,11	0,33	0,25	0,11	0,06	0,14

чивается почти в 2 раза, КК редко превышает значение 0,6. В почвах разреза II, который задан на участке Гегам-пос на расстоянии 7-8км к юго-востоку от с.Арвис, его значение достигает 3,5 (табл.72). Содержание элементов в почвах этого разреза составляет 0,0056%, что в 3,5 раза превышает его среднее содержание в породах участка. Если повторное опробование, что к сожалению мы

пока не проводили, подтвердит эти данные, эффективность применения метода металлометрических исследований станет очевидной.

Среднее содержание *титана* в породах значительно ниже кларкового, а в почвах достигает 0,75%. Способность перехода элемента в почвы свидетельствует о целесообразности применения металлометрии, особенно при небольших мощностях почв. Среднее содержание *ванадия* в породах почти в 3,5 раза выше кларка, но значение КК невысокое, что обуславливает ограниченное значение металлометрии по ванадию в пределах субальпийского г.т.л. Содержание *хрома* в породах в 4,0 раза выше кларкового, но в почвах фоновых участков оно низкое. В почвах участка оруденения наблюдается значительное увеличение концентрации его до 0,024%. КК невысок, а накопление происходит только на поверхности иллювиального горизонта, что является результатом высокой подвижной способности хрома в кислой среде.

Металлометрический метод по хрому в идентичных условиях может быть применен только при решении определенных задач на участках оруденения. Среднее содержание *молибдена* в породах более чем в 10 раз выше его кларка, но его переход в почву затруднен. В почвах он зафиксирован в количествах 0,00032% и меньше, поэтому металлометрический метод по молибдену здесь неприемлем.

Содержание *меди* в породах в 5 раз больше, чем кларковое его содержание. В почвах фонового участка это соотношение сохраняется, а значение КК невысокое. На участках оруденения меньшее содержание элемента, очевидно, связано с окислением его минералов и удалением его в благоприятной кислой среде.

Отношение содержания *свинца* в породах к кларковому составляет 4, но в почвах фонового участка его содержание небольшое. На площадях оруденения КК достигает 3, что зафиксировано на глубине 80-90см. Следовательно, при небольших мощностях почв металлометрический метод по свинцу даст удовлетворительные результаты. В породах среднее содержание *цинка* превышает кларковое его содержание, но в почвах элемент зафиксирован в концентрациях 0,0032%. КК невысок и на участке оруденения ни-

чем не отличается от значений на фоновом участке, следовательно, метод по цинку неинформативен.

Среднее содержание *стронция* в породах почти равно его кларковому значению, но переход в почвы затруднен, поэтому метод по стронцию неинформативен. То же касается и *бария*.

Содержание элементов элементов в почвах г.т.л. сухих лесов и кустарников, %

Таблица 73

Эл-ты	Глубина опробования разрезов, см								
	Зап. фланг м-ния						Зап. участок		
	Разрез I			II			III		
	10	30-35	70	10	30	60	10	25-30	40
Si	10	10	10	10	10	10	5,6	5,6	10
Al	3,2	7,5	7,5	7,5	10,0	10,0	0,42	1,8	2,4
Mg	0,75	1,3	1,3	3,2	1,8	1,3	0,32	0,75	1,0
Ca	0,32	0,56	0,56	0,75	0,56	0,56	0,32	0,32	0,32
Fe	1,8	4,2	4,2	1,3	4,2	2,4	10,0	10,0	10,0
Na	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,3	1,3	1,3
K	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	2,4	3,2	3,2
Mn	0,10	0,13	0,13	0,13	0,075	0,075	10,0	10,0	10,0
Ni	0,0056	0,0056	0,010	0,0024	0,0042	0,0024	0,013	0,010	0,010
Co	0,0010	0,0032	0,0032	0,0010	0,0013	0,0010	0,0056	0,0075	0,018
Ti	0,18	0,56	0,56	0,56	0,24	0,32	0,10	0,10	0,18
V	0,013	0,042	0,024	0,010	0,013	0,018	?	?	0,0018
Cr	0,010	0,018	0,018	0,0032	0,0042	0,0024	-	-	0,00032
Mo	0,0004	0,0005	0,0004	0,0003	0,00042	0,00042	0,001	0,001	0,0013
	2	6	2	2			0	3	
Zr	0,0042	0,010	0,013	0,013	0,010	0,013	-	-	0,010
Cu	0,010	0,010	0,010	0,0075	0,0075	0,010	0,007	0,018	0,010
							5		
Pb	0,0032	0,0042	0,0042	0,0010	0,0010	0,0013	0,010	0,013	0,024
As	0,010	-	-	-	-	0,010	0,010	0,013	0,010
Zn	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,1	0,1	0,1
Sr	0,042	0,024	0,032	0,024	0,018	0,042	0,018	0,018	0,018
Ba	0,013	0,024	0,018	0,032	0,024	0,032	0,032	0,024	0,032
Li	0,0018	0,0056	0,0056	0,0018	0,0013	0,0024	0,000	0,000	0,0018
							24	32	
Be	0,0001	0,0003	0,0004	0,0003	0,00018	0,00024	0,000	0,000	0,0001
	3	2	2	2			1	1	
Rb	0,0007	0,0010	0,0010	0,0007	0,0013	0,0013	0,000	0,000	0,00056
	5			5			42	42	

Эл-ты	Глубина опробования разрезов, см									
	Зап. участок				Центральный участок					
	IV				V			VI		
	10	25	40	10	25	40	5	10	30-40	60-65
Si	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Al	4,2	10,0	5,6	5,6	5,6	5,6	7,5	7,5	7,5	10
Mg	0,56	0,56	0,75	2,4	1,3	1,8	0,56	0,75	0,75	0,56
Ca	0,56	0,42	0,42	0,56	0,75	0,75	0,56	0,42	0,56	0,56
Fe	1,8	1,8	3,2	4,2	4,2	2,4	2,4	2,4	1,8	2,4
Na	1,0	1,3	1,8	2,4	1,8	1,0	1,0	1,8	1,0	1,3
K	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2
Mn	0,10	0,075	0,18	0,075	0,056	0,024	0,075	0,075	0,075	0,13
Ni	0,0018	0,0024	0,0018	0,0010	0,00075	0,00075	0,0018	0,0018	0,0010	0,0013
Co	0,0013	0,0013	0,0018	0,0013	0,0013	0,0013	0,0010	0,0010	0,0010	0,0013
Ti	0,24	0,32	0,32	0,24	0,32	0,32	0,18	0,24	0,32	0,42
V	0,013	0,018	0,018	0,018	0,018	0,0075	0,013	0,010	0,0075	0,010
Cr	0,0056	0,0042	0,01	0,0018	0,0010	0,00032	0,0042	0,0024	0,0032	0,0042
Mo	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032
Zr	0,024	0,032	0,032	0,18	0,018	0,032	0,013	0,018	0,013	0,010
Cu	0,010	0,0075	0,010	0,010	0,010	0,010	0,018	0,013	0,013	0,013
Pb	0,056	0,0075	0,042	0,00042	0,00042	0,00075	0,042	0,0075	0,018	0,018
As	0,010	?	?	-	-	?	0,010	-	-	-
Zn	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0075	0,0075
Sr	0,024	0,024	0,018	0,024	0,024	0,013	0,032	0,024	0,018	0,018
Ba	0,013	0,013	0,018	0,018	0,018	0,032	0,032	0,018	0,013	0,032
Li	0,0056	0,00750	0,0042	0,0056	0,0018	0,0013	0,0024	0,0024	0,0018	0,0024
Be	0,00010	0,00018	0,00024	0,00010	0,00013	0,00010	0,00018	0,00024	0,00018	0,00013
Rb	0,0024	0,0042	0,0042	0,0018	0,0018	0,00075	0,0024	0,0013	0,0013	0,0018

Эл-ты	Глубина опробования разрезов, см									
	Восточный фланг месторождения					Фоновые участки				
	VII			VII		IX			X	
	10	20	40	10	30	10	30	50-60	10	30-35
Si	10	10	10	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0
Al	5,6	7,5	4,2	5,6	5,6	7,5	7,5	7,5	7,5	10,0
Mg	1,3	1,3	1,0	0,75	1,0	3,2	1,8	1,8	0,42	1,0
Ca	0,75	0,75	0,75	0,42	0,42	1,0	0,75	0,75	0,42	0,75
Fe	4,2	3,2	1,8	4,2	3,2	3,2	5,6	4,2	1,3	5,6
Na	1,3	1,3	12,3	2,4	3,2	1,3	1,3	0,75	3,2	3,2
K	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2
Mn	0,18	0,18	0,13	0,075	0,042	0,75	0,075	0,75	0,075	0,10
Ni	0,0024	0,0075	0,0018	0,0018	0,0018	0,0024	0,0056	0,0024	0,0075	0,0042
Co	0,0013	0,0010	0,0010	0,0010	0,0010	0,0013	0,0032	0,0018	0,0032	0,0042
Ti	0,32	0,32	0,24	0,32	0,18	0,32	0,42	0,75	0,24	0,32
V	0,042	0,013	0,018	0,010	0,013	0,018	0,024	0,018	0,013	0,018
Cr	0,0032	0,0075	0,0042	0,0024	0,0018	0,0075	0,0056	0,0056	0,0075	0,0075

Эл.- ты	Глубина опробования разрезов, см									
	Восточный фланг месторождения					Фоновые участки				
	VII			VII		IX			X	
	10	20	40	10	30	10	30	50-60	10	30-35
Mo	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,0010
Zr	0,018	0,018	0,0075	0,0056	0,0075	0,010	0,013	0,024	0,018	0,18
Cu	0,013	0,013	0,010	0,010	0,0056	0,010	0,013	0,013	0,0075	0,013
Pb	0,0032	0,0032	0,0024	0,0010	0,0013	0,00042	0,00042	0,00042	0,032	0,042
As	0,010	?	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0056
Sr	0,024	0,032	0,024	0,032	0,010	0,024	0,024	0,024	0,042	0,032
Ba	0,013	0,024	0,013	0,024	0,024	0,018	0,0075	0,013	0,032	0,10
Li	0,00056	0,0013	0,00056	0,00042	0,0013	0,0024	0,0024	0,0032	0,0032	0,0032
Be	0,00010	0,00024	0,00013	0,00013	0,00010	0,00010	0,00010	0,00010	0,00042	0,00032
Rb	0,00042	0,00042	0,00042	0,00042	0,00056	0,0010	0,00056	0,00056	0,0075	0,0024

Исследования по металлометрическому методу проводились на разных участках г.т.л. сухих лесов и кустарников. В связи с нахождением здесь Марджанского месторождения, приводятся результаты опробования почв как для зоны оруденения, так и за ее пределами. Каждый из этих участков представлен двумя разрезами.

**КК элементов в почвах г.т.л. сухих лесов и кустарников
(по 27 анализов)**

Таблица 74

Эл.- ты	Сред. код. эл.-тов в породах сред. сос. по Вино- градову	Сред. код. эл. в пор. г.т.л. сухих лесов и куст.	Зап. фланг м-ния					Зап. участок			
			Разрез I			II		III			
			10	30- 35	70	10	30	60	10	25- 30	40
Mn	0,12	0,099	1,01	1,31	1,31	1,31	0,76	0,76	10,0	101,0	101,0
Ni	0,0055	0,0028	2,00	2,00	3,57	0,86	1,5	0,86	4,64	3,57	3,57
Co	0,001	0,0030	0,33	1,07	1,07	0,33	0,43	0,33	1,87	2,5	6,00
Ti	0,80	0,41	0,44	1,37	1,37	1,37	0,59	0,78	0,24	0,24	0,44
V	0,01	0,031	0,42	1,35	0,77	0,32	0,42	0,58	?	?	0,058
Cr	0,005	0,0043	2,33	4,19	4,19	0,74	0,98	0,56	-	-	0,07
Mo	0,0009	0,0007	0,6	0,8	0,6	0,46	0,6	0,6	1,43	1,86	1,86
Cu	0,0035	0,029	0,34	0,34	0,34	0,26	0,26	0,34	0,26	0,62	0,43
Pb	0,0015	0,002	1,6	2,1	2,1	0,5	0,5	0,65	5,0	6,5	24,0
Zn	0,0072	0,016	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	6,25	6,25	6,25
Sr	0,08	0,058	0,72	0,41	0,55	0,41	0,31	0,72	0,31	0,31	0,31
Ba	0,065	0,082	0,16	0,29	0,22	0,39	0,29	0,39	0,39	0,29	0,39

Эл-ты	Зап. уч-к			Центральный участок						
	IV			V			VI			
	10	25	40	10	25	40	5	10	30-40	60-65
Mn	1,01	0,76	1,82	0,76	0,57	0,24	0,76	0,76	0,76	1,31
Ni	0,64	0,86	0,64	0,36	0,27	0,27	0,64	0,64	0,36	0,46
Co	0,43	0,43	0,6	0,43	0,43	0,43	0,33	0,33	0,33	0,43
Ti	0,59	0,78	0,78	0,59	0,78	0,78	0,44	0,59	0,78	1,02
V	0,42	0,58	0,58	0,58	0,58	0,24	0,42	0,32	0,24	0,32
Cr	1,30	0,98	2,33	0,42	0,23	0,07	0,98	0,56	0,74	0,98
Mo	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46
Cu	0,34	0,26	0,34	0,34	0,34	0,34	0,62	0,45	0,45	0,45
Pb	2,8	3,75	21,0	0,21	0,21	0,375	21,0	3,75	9,0	9,0
Zn	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,47	0,47
Sr	0,41	0,41	0,31	0,41	0,41	0,22	0,55	0,41	0,31	0,31
Ba	0,16	0,16	0,22	0,22	0,22	0,39	0,39	0,22	0,16	0,39

Эл-ты	Восточный фланг					Фоновые участки				
	VII			VIII		IX		X		
	10	20	40	10	30	10	30	50-60	10	30-35
Mn	1,82	1,82	1,31	0,76	0,42	0,76	0,76	0,76	0,76	1,01
Ni	0,86	2,68	0,64	0,64	0,64	0,86	2,00	0,86	2,68	1,5
Co	0,43	0,33	0,33	0,33	0,33	0,43	1,06	0,6	1,06	1,4
Ti	0,78	0,78	0,59	0,78	0,44	0,78	1,02	1,83	0,59	0,78
V	1,35	0,42	0,58	0,32	0,42	0,58	0,77	0,58	0,42	0,58
Cr	0,74	1,74	0,98	0,56	0,42	1,74	1,30	1,30	1,98	1,98
Mo	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	1,43
Cu	0,45	0,45	0,34	0,34	0,19	0,34	0,45	0,45	0,26	0,45
Pb	1,6	1,6	1,2	0,5	0,65	0,21	0,21	0,21	16,0	21,0
Zn	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,35
Sr	0,41	0,55	0,41	0,55	0,17	0,41	0,41	0,41	0,72	0,55
Ba	0,16	0,29	0,16	0,29	0,29	0,22	0,91	0,16	0,39	1,22

Результаты анализов почв по этим разрезам (таб.73) и КК исследуемых элементов (табл.74) показывают, что если некоторые элементы выступают равномерным распределением, то остальные выделяются как индикаторы оруденения.

Поскольку площадь г.т.л. сложена в основном породами среднего состава, расчеты КК приводятся по ним.

Среднее содержание марганца в породах немного выше кларка, а в почвах ниже, с глубиной наблюдается слабое увеличение содержания, поэтому с увеличением мощности почвенного покрова роль металлометрического метода становится второс-

тепеной. В почвах разреза III содержание марганца превышает 10,0% (КК= 101,0), что может свидетельствовать о наличии здесь марганцевого оруденения, о большей интенсивности процессов окисления в пределах западного фланга месторождения (по сравнению с центральным участком). Исследования по *никелю* показывают, что наиболее информативным является находящийся непосредственно под растительным слоем горизонт на глубине 10-30см, хотя содержание элемента в породах ниже кларкового, его переход в почву происходит интенсивно, а КК часто достигает значительных величин. Среднее содержание *кобальта* в породах в 3 раза выше кларка, но КК невысок. Наблюдается накопление его до глубины 30см. Метод приемлем частично. Содержание *титана* в породах участка достигает 0,56%, в почвах – 0,75%, КК невысок, поэтому метод по титану для этого типа г.т.л. неприемлем. В породах содержание *ванадия* в 3 раза выше кларкового, значение КК в почвах редко превышает I, что исключает его применение для поисков. В почвах разрезов II, VII, X КК *хрома* достигает значительных величин, хотя и в породах его содержание ниже кларкового. При небольшой мощности почв металлометрический метод имеет определенные перспективы. Среднее содержание *молибдена* в породах г.т.л. в 7,5 раза выше, чем кларковое, но КК в основном ниже 1. Металлометрический метод поисков по молибдену здесь не дает удовлетворительные результаты. В породах содержание меди в 8 раз выше кларкового. В почвах ее содержание составляет 0,018%, что наблюдается на небольших глубинах почвенных разрезов. КК элемента невысокое даже в почвах центрального участка месторождения, но это, возможно, определяется не низким содержанием элемента, а его быстрым переходом в сульфатное соединение, интенсивным выщелачиванием и удалением в благоприятной для этого кислой среде. Содержание *свинца* в породах выше кларка, и КК в почвах в большинстве случаев выше 1. Наблюдается тенденция накопления элемента в нижних горизонтах почвенных разрезов, поэтому метод поисков, особенно при небольших мощностях почвенного покрова, может давать удовлетворительные результаты.

В породах содержание *цинка* выше кларка, но в почвах образует невысокие концентрации, КК его невысок. Металлометрический метод не выявляет аномальные содержания этого элемента даже в почвах центрального участка месторождения. Здесь, по-видимому, значительную роль играют процессы окисления, в результате действия которых быстро образуется сульфат цинка, обладающий хорошей миграционной способностью.

Поведение *стронция* однообразно, и его КК имеет невысокое значение. Метод может применяться только на полях оруденений при решении определенных задач.

В породах содержание *бария* выше, чем кларковое, но в почвах оно не превышает, в основном, значение 0,032%.

**Содержание элементов в почвах лесостепного г.т.л.
с Н-Са классом, %.**

Таблица 75

Эл.-ты	Северный и Южный участки					
	Разрез I				Разрез II	
	10-15	50-60	10	30	60-70	90
Si	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0
Al	5,6	4,2	3,2	4,2	4,2	4,2
Mg	0,56	0,32	0,75	0,75	0,75	0,75
Ca	0,75	0,75	0,56	0,75	0,56	0,56
Fe	0,56	0,75	1,3	1,8	1,3	2,4
Na	1,8	1,8	1,3	1,8	1,0	1,0
K	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2
Mn	0,024	0,024	0,075	0,042	0,032	0,032
Ni	0,00032	0,00032	0,0024	0,0032	0,0056	0,0042
Co	x	x	0,0010	0,0018	0,0010	0,0018
Ti	0,056	0,032	0,24	0,24	0,42	0,42
V	0,00075	0,00042	0,010	0,0075	0,01	0,0056
Cr	0,00032	-	0,010	0,010	0,013	0,013
Mo	0,00032	0,00042	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032
Zr	0,0042	0,01	0,013	0,010	0,024	0,010
Cu	0,00032	0,00018	0,0075	0,0075	0,0056	0,01
Pb	0,0013	0,0018	0,00075	0,00056	0,00042	0,00042
As	-	0,01	-	-	-	-
Zn	-	-	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032
Sr	0,024	0,024	0,013	0,013	0,013	0,013
Ba	0,024	0,032	0,042	0,024	0,018	0,018
Li	0,0010	0,0018	0,0024	0,0032	0,0010	0,0018
Be	0,00018	0,00018	0,00024	0,00032	0,00032	0,00013
Rb	0,0024	0,0024	0,0018	0,0013	0,0018	0,0018

Эл-ты	Центральный участок				Зона Мазмазакского оруденения		
	разрез III				разрез IV		
	10-15	30	50-60	15	40	60-70	90-100
Si	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0
Al	4,2	4,2	2,4	4,2	3,2	5,6	10,0
Mg	1,0	1,3	1,3	1,3	0,75	2,4	1,8
Ca	0,75	0,75	0,75	0,75	0,56	0,75	0,75
Fe	1,3	1,8	3,2	2,4	3,2	2,4	1,8
Na	1,3	1,3	1,3	1,3	1,8	1,8	1,8
K	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2
Mn	0,056	0,1	0,032	0,24	0,24	0,18	0,13
Ni	0,0032	0,0013	0,0024	0,0042	0,0042	0,0024	0,0042
Co	0,0010	0,0010	0,0010	0,010	0,010	0,0024	0,013
Ti	0,24	0,42	0,18	0,18	0,13	0,32	0,18
V	0,0056	0,0042	0,010	0,0075	0,0032	0,01	0,0042
Cr	0,01	0,0056	0,013	0,0042	0,0042	0,0042	0,0042
Mo	0,00032	0,00032	0,00032	0,0018	0,0018	0,0013	0,0010
Zr	0,010	0,013	0,018	0,010	0,024	0,056	0,032
Cu	0,0056	0,01	0,013	0,010	0,010	0,010	0,010
Pb	0,00042	0,00056	0,0013	0,0032	0,0018	0,0024	0,0032
As	-	-	-	-	-	-	-
Zn	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0042	0,0032	0,0032
Sr	0,024	0,032	0,042	0,032	0,032	0,056	0,075
Ba	0,024	0,032	0,056	0,024	0,042	0,032	0,013
Li	0,00056	0,0010	0,0024	0,0042	0,0024	0,0032	0,0024
Be	0,00013	0,00032	0,00032	0,00032	0,00018	0,00056	0,00056
Rb	0,0032	0,0042	0,0042	0,0024	0,00075	0,0024	0,0024

По-видимому, металлометрия может быть применена при решении конкретных задач.

Привлекает к себе внимание содержание элементов в почвах разреза III, пересекающего западный фланг Марджанского месторождения. Содержание *Mn*, *Ni*, *Co*, *Mo*, *Rb* и *Zn* по сравнению с остальными разрезами значительно выше, а КК достигает максимума для этого г.т.л., что может свидетельствовать о наличии здесь рудной минерализации, которая даже после окисления и выщелачивания дает очень высокие для данного г.т.л. содержания в почвах и КК.

Лесостепной г.т.л. исследован четырьмя разрезами (табл. 75), один из которых задан в центре Мазмазакской рудной зоны,

другой – на берегу р.Салвард, за пределами зоны оруденения, остальные на северном и южном участках. Расчеты КК проводились по преобладающему составу пород на каждом участке в соответствии с масштабом работ. Для северного и южного участков средние содержания элементов в породах приводятся по 9 анализам, для центрального – по 8. Результаты этих анализов и КК иллюстрируются в таблицах 75 и 76.

При больших мощностях почв для ряда элементов применение этого метода не является целесообразным, поэтому для составления разрезов были выбраны участки на крутом склоне северного участка г.т.л., которые вскрыли два почвенных горизонта (разрез I), а разрез проходит по центральной части зоны оруденения Мазмазак.

Наиболее ошутимое накопление *марганца* наблюдается на глубине 10-40см, которая весьма небольшая для данного г.т.л. Значение КК небольшое, хотя его среднее содержание в породах участка в 2,5 раза превышает его кларковое значение. Учитывая ландшафтно-геохимические условия территории, можем считать, что это является результатом большой подвижности элемента, особенно при процессах окисления. Интенсивно выщелачиваясь, марганец переходит в более глубокие горизонты, а часть удаляется водными потоками. Метод применим только с учетом рельефно-морфологических и ландшафтно-геохимических условий.

На Северном участке содержание *никеля* в породах составляет 0,0033%, в почвах – 0,00032%, КК – 0,1. На Южном участке наблюдается накопление никеля на глубине 60-70см, где КК=1,70. На породах кислого состава почвы обладают несколькими свойствами. Наиболее значительные содержания элемента зафиксированы на глубинах 10-40см, КК=1,5-2,0. Среднее содержание элемента в породах превышает кларковые в 2,5 раза и, следовательно, высокое значение КК не является основной для заключения о приемлемости металлотрического метода по никелю в этих условиях. В почвах, развитых на породах основного состава, содержание *кобальта* значительно ниже, чем в породах. КК также невысок, поэтому металлотрические поиски по кобальту в этих условиях нецелесообразны. На центральном участке, хотя и содержание поч-

ти в 9 раз превышает кларковое значение, КК составляет всего 0,22. В почвах зоны оруденения по всему разрезу зафиксированы аномальные значения концентрации кобальта и КК.

**КК элементов в почвах лесостепного г.т.л.
с Н-Са классом миграций.**

Таблица 76

Эл-ты	Сред. сод. эл. в породах сред. сост. по Виноградову	Сред. сод. элементов в породах г.т.л. по Н-Са кл.	Почвы на породах основного состава					
			Северный и Южный участки					
			разрез IV			разрез II		
			10-15	50-60	10	30	60-70	90
Mn	0,02	0,112	0,21	0,21	0,67	0,38	0,29	0,29
Ni	0,016	0,0033	0,1	0,1	0,73	0,97	1,7	1,27
Co	0,0045	0,0038	-	-	0,26	0,47	0,26	0,47
Ti	0,9	0,34	0,16	0,09	0,71	0,71	1,24	1,24
V	0,02	0,024	0,031	0,018	0,42	0,31	0,42	0,23
Cr	0,02	0,003	0,11	-	3,33	3,33	4,33	4,33
Mo	0,00014	0,0027	0,12	0,16	0,12	0,12	0,12	0,12
Cu	0,01	0,014	0,02	0,01	0,54	0,54	0,4	0,71
Rb	0,0008	0,0016	0,81	1,13	0,47	0,35	0,26	0,26
Zn	0,013	0,021	-	-	0,15	0,15	0,15	0,15
Sr	0,044	0,021	1,14	1,14	0,62	0,62	0,62	0,62
Ba	0,03	0,061	0,39	0,52	0,69	0,39	0,30	0,30

Продолжение I таблицы 76

Элементы	Ср. сод. эл. в пород. ср.сост. по Виноградову	Сред. сод. эл. в породах г.т.л. по Н-Са кл.	Почвы на породах кислого состава						
			Центральный участок				Зона Мазмазакского оруденения		
			разрез III				разрез IV		
			0,38	0,68	0,22	1,64	1,64	1,23	0,89
Mn	0,06	0,146	0,38	0,68	0,22	1,64	1,64	1,23	0,89
Ni	0,0008	0,0021	1,52	0,48	1,14	2,0	2,0	1,14	2,0
Co	0,0005	0,0046	0,22	0,22	0,22	2,18	2,18	0,52	2,83
Ti	0,23	0,430	0,56	0,98	0,42	0,42	0,30	0,74	0,42
V	0,004	0,040	0,14	0,16	0,25	0,19	0,08	0,25	0,16
Cr	0,0025	0,0020	5,0	2,8	6,5	2,1	2,1	2,1	2,1
Mo	0,0001	0,0006	0,53	0,53	0,53	3,0	3,0	2,17	1,67
Cu	0,002	0,025	0,22	0,40	0,52	0,40	0,40	0,40	0,40
Rb	0,002	0,0012	0,35	0,47	1,08	2,67	1,5	2,0	2,67
Zn	0,006	0,0022	0,15	0,15	0,15	0,15	0,19	0,15	0,15
Sr	0,03	0,045	0,53	0,71	0,93	0,71	0,71	1,24	1,67
Ba	0,083	0,09	0,27	0,36	0,62	0,27	0,47	0,36	0,14

Таким образом, металлотрические поиски по кобальту в пределах почв, развитых на породах в основном кислого состава,

дают удовлетворительные результаты только на участках оруденения (возможно, не только мазмазакского типа) при решении конкретных задач и при опробовании почв до глубины 40см.

Содержание *титана* в породах основного состава почти в 3 раза ниже кларка, но на глубинах 60-90см КК превышает 1. Следовательно, поиски по титану можно проводить для решения определенных задач при оправданном опробовании глубоких горизонтов почвенного покрова. В породах кислого состава содержание титана в 2,5 раза превышает кларковое, но КК имеет невысокие значения, поэтому исключается применение металлометрического метода поисков оруденения. На кислых породах содержание *ванадия* в почвах в 10 раз выше кларка, но значение КК невысокое, поэтому применение металлометрии по ванадию в почвах, залегающих как на кислых, так и на основных породах, исключается.

В породах и основного, и среднего состава содержание хрома ниже кларка, но в обоих случаях КК достигает значительных величин при небольшой глубине опробования (до 60см). Применение металлометрического метода поисков по хрому приемлемо. Несмотря на наличие *молибденового* оруденения, в почвах разрезов I-III содержание элемента на пределе чувствительности анализа. В породах основного состава содержание элемента в 19 раз выше его кларка, а значение КК весьма небольшое. В породах кислого состава содержание элемента в 6 раз превышает кларк. В почвах разреза III значение КК невысокое, а в почвах зоны оруденения содержание молибдена составляет 0,0018% с КК=3,0, при этом максимальные содержания зафиксированы на глубинах до 40см. Следовательно, металлометрический метод с опробованием почв до глубины 40см может давать удовлетворительные результаты. В породах основного состава содержание *меди* в незначительной степени превышает кларковое, а в породах кислого состава это соотношение составляет 10. В обоих случаях значение КК весьма низкое. Исходя из местных условий можно считать, что это следствие быстрого её окисления и выщелачивания ее сульфатов. Следовательно, металлометрический метод по меди применим только при учете характера процессов окисления, условий выщелачивания и возможных расстояний ее миграции.

Глубина эффективного опробования *свинца* в почвах, развитых на основных породах, составляет 50-60см, а для почв на кислых породах – 10-60см. В породах обоих участков содержание *цинка* значительно превышает его кларковое содержание, но в почвах содержание элемента либо ниже, либо находится на границе чувствительности анализа. Вероятно, это обусловлено хорошей миграционной способностью соединений *цинка* в данном г.т.л.

**Содержание элементов в почвах лесостепного г.т.л.
с Са классом миграций.**

Таблица 77

Эл.- ты	Глубина опробования разрезов, см							
	Разрез I			Разрез II				
	10	25	60	10	20	60	90	120
Si	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0
Al	7,5	4,2	5,6	5,6	5,6	4,2	10,0	10,0
Mg	1,0	0,75	1,8	0,32	0,24	0,56	1,8	1,3
Ca	1,0	0,75	0,75	0,56	0,75	10,0	7,5	5,6
Fe	2,4	2,4	3,2	1,0	2,4	1,0	1,3	2,4
Na	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4
K	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2
Mn	0,075	0,075	0,1	0,075	0,056	0,032	0,075	0,075
Ni	0,0032	0,0032	0,0024	0,00075	0,00056	0,00032	0,00032	0,00032
Co	0,001	0,0018	0,0011	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ti	0,24	0,32	0,24	0,13	0,32	0,24	0,42	0,24
V	0,0018	0,0018	0,0013	0,0024	0,0075	0,0032	0,0056	0,0056
Cr	0,0056	0,0042	0,01	0,00075	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032
Mo	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032	-	0,00032	0,00032
Zr	0,032	0,042	0,024	0,024	0,056	0,1	0,056	0,024
Cu	0,0056	0,0056	0,0075	0,0042	0,0042	0,0018	0,0042	0,01
Pb	0,00056	0,00075	0,00056	0,00042	0,00042	0,00042	0,00075	0,00042
As	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	-	-	-
Sr	0,024	0,024	0,032	0,013	0,018	0,018	0,024	0,042
Ba	0,042	0,024	0,018	0,018	0,01	0,018	0,024	0,024
Li	0,0024	0,0024	0,0042	0,001	0,001	0,00056	0,00056	0,00042
Be	0,00024	0,00032	0,00024	0,00018	0,00042	0,00032	0,00032	0,00032
Rb	0,0032	0,0032	0,0024	0,0013	0,0018	0,0013	0,0013	0,0024

По данным анализов почв разрезов III и IV, содержание *стронция* с глубиной увеличивается, а КК, начиная с глубины 60-70см, превышает 1. Следовательно, можно считать, что металлометрический метод в этих условиях является приемлемым для

поиска оруденения. Содержание *бария* в породах обоих участков выше кларка, но значение КК невысокое и очевидна неприемлемость метода металлометрических исследований по барию в пределах лесостепного г.т.л. с кислым, переходящим в кальциевый, классом водной миграции элементов. Результаты исследований почв лесостепных г.т.л. с *Са* классом приведены (табл. 77) по двум разрезам, глубина которых (уровень расположения иллювиального горизонта) составляет 60см и 1,2м. Первый вскрыл 3 почвенных горизонта, второй – 5. В таблице 80 приводятся КК элементов в почвах. Данные по среднему составу пород приведены по II анализам.

КК элементов в почвах лесостепного г.т.л. с *Са* классом миграции.

Таблица 78

Эл.-ты	Сред. сод. эл. в породах сред. сост. по Виноградову	Сред. сод. эл. в породах г.т.л. по Н-Са кл.	Глубина опробования разрезов, см							
			разрез I				разрез II			
			20	25	60	10	20	60	90	120
Mn	0,12	0,057	1,32	1,32	1,75	1,32	0,98	0,56	1,32	1,32
Ni	0,0055	0,001	3,2	3,2	2,4	0,75	0,56	0,32	0,32	0,32
Co	0,001	0,0008	1,25	2,25	1,25	1,25	1,25	1,25	1,25	1,25
Ti	0,8	0,36	0,67	0,89	0,67	0,36	0,89	0,67	1,17	0,67
V	0,01	0,011	0,16	0,16	0,12	0,22	0,68	0,29	0,51	0,51
Cr	0,005	0,002	2,8	2,1	5,0	0,36	0,16	0,16	0,16	0,16
Mo	0,00009	0,001	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32
Cu	0,0035	0,004	1,4	1,4	1,87	1,05	1,05	0,45	1,05	2,5
Rb	0,0015	0,002	0,28	0,36	0,28	0,21	0,21	0,21	0,36	0,21
Zn	0,0072	0,013	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	?	?	?
Sr	0,08	0,034	0,71	0,71	0,94	0,94	0,53	0,53	0,53	1,23
Ba	0,065	0,083	0,51	0,29	0,22	0,22	0,12	0,22	0,22	0,29

Как в почвах, так и в породах содержание *марганца* ниже кларкового, но КК почти повсеместно превышает 1. Метод металлометрических исследований приемлем с глубиной опробования до 20см.

Среднее содержание *никеля* в породах намного ниже кларкового. Переход в почвы происходит интенсивно и КК достигает наивысших значений в верхних горизонтах, что дает основание применять металлометрический метод по никелю в идентичных

г.т.л. Содержание *кобальта* в почвах почти всегда находится на пределе чувствительности анализа. В породах оно ниже кларкового, и поэтому нет никаких оснований считать металлометрический метод по кобальту эффективным.

В породах и почвах содержание *титана* почти одинаковое, КК имеет значение ниже 1, метод неприемлем. Кларковое и среднее содержание ванадия в породах участка не отличаются, а переход в почвы происходит слабо, невысок также КК, поэтому метод по ванадию неприемлем. В почвах разреза I КК *хрома* достигает значительных величин, несмотря на небольшие содержания его в породах и в почвах г.т.л. В почвах разреза II содержание элемента находится на пределе чувствительности анализа, поэтому нет основания говорить о приемлемости металлометрических исследований при поисках руд. В породах среднее содержание *молибдена* намного превышает кларковое, но в почвы переход элемента затруднен. Применение метода является нецелесообразным. Наивысшее содержание по *меди* наблюдается в последних горизонтах почв. Учитывая значение КК, можно говорить о приемлемости металлометрического метода по меди. Все данные, полученные по свинцу, говорят о нецелесообразности применения металлометрии по этому элементу в пределах лесостепного г.т.л. с Са классом миграции. Несмотря на то, что среднее содержание *цинка* в породах г.т.л. почти в 2 раза выше его кларкового содержания, в почвах элемент выступает с очень небольшими содержаниями, а иногда вовсе не обнаруживается. Следовательно, металлометрический метод по цинку неприемлем для поиска руд.

Результаты анализов по *стронцию* и *барию* и значение КК определяют нецелесообразность применения металлометрического метода поисков полезных ископаемых по ним в пределах лесостепного г.т.л. с Са классом миграции.

Ввиду небольшой распространенности г.т.л. *умеренно влажных степей*, который характеризуется переходящим от кислото к кальциевому и кальциевым классам, исследования проводились по одному реперному разрезу в пределах каждого класса почв. Результаты этих исследований и расчеты по средним составам пород г.т.л. проводились соответственно по 3 и 4 анализам (табл. 79).

Содержание элементов в почвах г.т.л. умеренно влажных степей
с Н-Са и Са классами миграций.

Таблица 79

Эл- ты	Глубина опробования разрезов, см			
	разрез в почвах с Н-Са классом			
	20	65	90	100
Si	10,0	10,0	10,0	10,0
Al	4,2	7,5	3,2	3,2
Mg	1,3	3,2	0,75	0,56
Ca	1,0	1,3	1,0	1,0
Fe	2,4	2,4	2,4	1,8
Na	3,2	3,2	3,2	2,4
K	3,2	3,2	3,2	3,2
Mn	0,042	0,075	0,056	0,032
Ni	0,0013	0,0032	0,0024	0,0024
Co	0,0013	0,0018	0,001	0,001
Ti	0,32	0,32	0,42	0,18
V	0,13	0,018	0,018	0,013
Cr	0,0024	0,0032	0,0013	0,0042
Mo	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032
Zr	0,042	0,032	0,024	0,013
Cu	0,01	0,01	0,01	0,01
Pb	0,00056	0,001	0,00056	0,00042
As	-	0,01	-	-
Zn	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032
Sr	0,024	0,1	0,018	0,018
Ba	0,024	0,1	0,013	0,032
Li	0,0018	0,0018	0,0013	0,0018
Va	0,00024	0,00042	0,0001	0,00032
Rb	0,00075	0,00075	0,00075	0,001

Продолжение 1 таблицы 79

Эле- менты	Глубина опробования разрезов, см			
	разрез в почвах с Са классом			
	20	40-50	90	120
Si	10,0	10,0	10,0	10,0
Al	4,2	4,2	10,0	7,5
Mg	1,0	0,75	1,8	1,3
Ca	1,0	1,3	1,0	1,3
Fe	2,4	3,2	2,4	1,0
Na	1,8	1,3	3,2	3,2
K	3,2	3,2	3,2	3,2
Mn	0,075	0,075	0,075	0,056
Ni	0,0075	0,0056	0,0024	0,0013
Co	0,0018	0,0018	0,0013	0,0013
Ti	0,18	0,32	0,32	0,32
V	0,024	0,024	0,01	0,013

Эл.- ты	Глубина опробования разрезов, см			
	разрез в почвах с Са классом			
	20	40-50	90	120
Cr	0,0042	0,0075	0,0032	0,0032
Mo	0,00032	0,00032	0,00032	0,00032
Zr	0,042	0,056	0,042	0,018
Cu	0,01	0,013	0,01	0,0075
Pb	0,00042	0,00042	0,00042	0,00042
As	-	-	-	-
Zn	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032
Sr	0,056	0,042	0,018	0,042
Ba	0,018	0,042	0,018	0,024
Li	0,0024	0,0018	0,0024	0,0024
Va	0,00032	0,00024	0,00032	0,00024
Rb	0,0056	0,0018	0,00075	0,0001

**КК элементов в почвах г.т.л. умеренно влажных степей
с Н-Са и Са классами миграций.**

Таблица 80

Эл.- ты	Сред. сод. эл. в породах сред. сост. по Вино- градову	Сред. сод. эл. в породах г.т.л. по Н-Са кл.	Глубина опробования разрезов, см								
			разрез в почвах с Н— Са классом				Сред. сод. эл. в поро- дах г.т.л. по Са кл.	разрез в почвах с Са классом			
			20	65	90	100		20	40-50	30	120
Mn	0,12	0,08	0,53	0,94	0,70	0,40	0,76	0,99	0,99	0,99	0,74
Ni	0,0055	0,001	1,3	3,2	2,4	2,4	0,001	7,5	5,6	2,4	1,3
Co	0,001	0,0007	1,86	2,57	1,43	1,43	0,002	0,90	0,90	0,65	0,65
Ti	0,8	0,48	0,67	0,67	0,88	0,36	0,27	0,56	1,19	1,19	1,19
V	0,01	0,007	1,86	2,57	2,57	1,86	0,02	1,2	1,2	0,5	0,65
Cr	0,005	0,003	0,8	1,07	0,43	1,4	0,001	4,2	7,5	3,2	3,2
Mo	0,0009	0,001	0,32	0,32	0,32	0,32	0,002	0,16	0,16	0,16	0,16
Cu	0,0035	0,004	2,5	2,5	2,5	2,5	0,004	2,5	3,25	2,5	1,86
Rb	0,0015	0,004	0,14	0,25	0,14	0,11	0,001	0,42	0,42	0,42	0,42
Zn	0,0072	0,02	0,16	0,16	0,16	0,16	0,014	0,2	0,2	0,2	0,2
Sr	0,08	0,056	0,43	1,79	0,32	0,32	0,05	1,12	0,84	0,36	0,84
Ba	0,065	0,077	0,31	0,30	0,17	0,42	0,03	0,6	1,4	0,6	0,8

Переход марганца из пород в почвы не интенсивен, но тем не менее наблюдается накопление элемента на глубине 20-65см. При наличии марганцевого оруденения металлометрический метод как в почвах с переходным, так и с кальциевым классами может да-

вать удовлетворительные результаты. Среднее содержание *никеля* в породах в 5 раз меньше кларка, но переход элемента в почвы происходит весьма интенсивно. Для почв с переходным классом эффективной является глубина опробования 65см, а для почв с кальциевым классом — 20см. В почвах первого класса КК *кобальта* достигает своего максимума на глубине 65см, почвы второго класса не отличаются информативностью. В целом металлометрия по кобальту для г.т.л. умеренно влажных степей с Н—Са классом приемлема (глубина опробования до 65см).

В почвах с переходным классом значение КК *титана* исключает применение металлометрии, а в почвах второго класса, глубже 40-50см, может давать удовлетворительные результаты. В обоих классах почв метод по *ванадию* может быть применен при глубине опробования 65см для почв с переходным классом и 20-40см для почв с Са классом миграции. В почвах первого класса накопление *хрома* происходит на последнем горизонте разреза, почвы же второго класса информативны на глубинах 20-40см, и здесь металлометрический метод может быть успешно применен.

Молибден: хотя в породах г.т.л. среднее содержание элемента значительно превышает его кларковое содержание, переход его в почвы не интенсивен. Металлометрия по молибдену в обоих классах почв неприемлема.

Разница между кларком и содержанием *меди* в породах участка небольшая, но переход ее в почвы происходит активно. Полученные данные свидетельствуют о приемлемости металлометрии по меди в обоих классах почв с глубиной опробования.

В породах, покрытых почвами с переходным классом, среднее содержание *свинца* значительно выше кларка, значение КК очень невысоко, поэтому в обоих классах почв металлометрия по этому элементу неприемлема. Несмотря на высокую подвижность *цинка*, переход его в почвы происходит недостаточно активно, поэтому даже при высоком содержании элемента в породах метод неприемлем. В почвах с переходным классом положительные результаты по *стронцию* получаются при глубине опробования до 65см, а в почвах с Са классом — 20см. Для *бария* рациональным являются глубины опробования 65см и 40-50см соответственно.

Основным практическим результатом металлометрического метода является выделение одного перспективного, двух умеренно перспективных и двух малоперспективных участков в пределах Марджан-Мазмазакского рудного поля и в бассейне р.Веригет (рис. 64).

6.3.4. Результаты биогеохимических исследований

Сущность биогеохимического (фитогеохимического) метода заключается в определении наличия элементов в растениях. При этом предполагается, что коэффициент биологического поглощения остается относительно постоянным и, следовательно, аномальные содержания элементов в почвах или коренных породах будут выявлены при анализе золы растений [57]. Б.Б.Полынов предлагал характеризовать интенсивность поглощения элементов растениями соотношением его содержания в золе растения и почве, на которой произрастает данное растение.

А.И. Перельман предлагал именовать это соотношение коэффициентом биологического поглощения и обозначить его символом A_x : $A_x = lx/nx$, где lx содержание элемента x в золе растений, nx - содержание того же элемента в почве, на которой произрастает данное растение [56]. А.И. Перельман [58] вычислил средний состав золы живого вещества и определил средние коэффициенты биологического поглощения для всех элементов. Однако на фоне общих закономерностей существуют вариации концентраций тех или иных элементов в различных видах растений при изменениях природных условий.

Для выяснения поведения элементов во вторичных геохимических ореолах в зависимости от изменений ландшафтно-геохимических условий были определены ряды биологического поглощения, характерных для руд района элементов в пределах разных г.т.л. Результаты этих определений использованы для выявления аномальных содержаний элементов в почвах и породах. Исследования велись по почвам и рыхлым новообразованиям. Опробование органики прежде всего было ориентировано на травянистые растения с неглубоко проникающей корневой системой и, по мере

возможности, с выбором вида, наиболее характерного для каждого г.т.л.

Альпийский г.т.л. развит на маломощных почвах, с кислым классом водной миграции. Опробование растительности проводилось по наиболее распространенным представителям: осоке (*Carex*), колюченоснику (*Echinophora*), лишайнику (*Lichenes*), а также по смешанным травянистым растениям. Полученные ряды биологического поглощения как для альпийского, так и для всех остальных г.т.л. приведены в таблице 81.

В группе сильного накопления занимает место фосфор, что является результатом значительной абиогенности этого г.т.л. и интенсивного выщелачивания почв и рыхлых образований. Нахождение *K* в первой группе объясняется его высокой энергией поглощения *Na*, *Mg* и *Sr* – в группе среднего биологического захвата, что связано с преобладанием процессов интенсивного выщелачивания. В этой же группе находятся *Mn* и *Rb*, что для первого объясняется его избыточным содержанием в зоне гипергенеза. *Zn* занимает место в группе слабого захвата в результате выборочного поглощения элемента некоторыми растениями (фиалковые – *Violaceae*). Все остальные элементы находятся в группе слабого захвата, с эпизодическим переходом в последнюю группу.

Субальпийский г.т.л. развит на почвах с мощностью 50-60 см, с кислым классом водной миграции и типоморфностью иона водорода. Типичными видами являются *Lichenes*, некоторые разновидности злаков (*Gramineae*), бессмертник (*Xeranthemum*) и др. Помимо видового анализа растений опробованию подверглись и валовые пробы с участка один квадратный метр.

В группе энергичного биологического накопления находятся *K* и *P*.

Интересен факт нахождения *Cu*, *Pb*, *Zn*, *Ti*, *Mn* и *Rb* в группе среднего биологического захвата, что, по-видимому, является результатом увеличения мощности почвенного покрова, а нахождение *Zn* в группе слабого захвата – результат его выборочного поглощения произрастающим здесь растительным сообществом. Ни один компонент не обнаружен в группе очень слабого захвата, в чем важная роль принадлежит непосредственной взаимосвязи меж-

ду подстилающими породами (почвами) и корневой системой растительности, которые определяют извлечение элементов корнями в больших количествах, чем необходимо для их жизни. При этом решающую роль играют господствующая кислая среда и сравнительно замедленное протекание процессов выщелачивания на отдельных участках.

Геохимический тип ландшафтов сухих лесов и кустарников развит на лесных, послелесных, бескарбонатных почвах с мощностью 50-60 см. Роль органических кислот здесь резко возрастает, и органокомплексная форма нахождения некоторых элементов становится господствующей. Легкому передвижению и накоплению элементов в растениях с коэффициентом миграции 1 способствует неглубокое расположение иллювиального горизонта.

Из характерных представителей опробованию подверглись Gramineae, маревые (Chenopodiaceae), тонколистные (Nymenophyllaceae) и смешанные пробы травянистых растений (табл. 81)

Большая крутизна и расчлененность рельефа определяют интенсивное промывание лесных почв и выщелачивание многих элементов атмосферными осадками. Удаление *Ca*, *Na*, *Mg*, *K* и др. элементов, которые не успевают полностью нейтрализовать CO_2 , приводит к созданию избыточно кислой среды, чем обусловлена большая подвижность многих элементов и нахождение *Si* и *Rb* в группе сильного биологического накопления. Кислая среда, а также морфологические особенности рельефа способствуют сравнительно легкому выделению и удалению из пород указанных элементов и их захвату корневой системой растительного сообщества.

Лесостепной г.т.л. характеризуется сбалансированным приносом-выносом материала, аккумуляцией выщелоченного и привнесенного материала на супераквальных пологих участках рельефа и большим разнообразием растительного мира (Gramineae, Cereales, Xeranthemum, Nymenophyllaceae и др.). Основным элементом энергичного накопления в растениях является *K*. Привнос гипогенного материала с сопряженных ландшафтов создает обстановку для извлечения элементов корневой системой растений сравнительно большими порциями. При этом *K*, как «элемент жизни», усваивается в первую очередь. В первой группе, в единичных пробах, за-

фиксированы *Mn* и *Rb*. В группе очень слабого захвата, опять же в единичных пробах, установлены содержания *Al*, *Fe*, *Ni*, *Zr*, подвижность которых проявляется только в кислой среде.

Лесостепной г.т.л. с кальциевым классом водной миграции характеризуется равновесием между выщелачиванием и привносом материала, хотя на отдельных участках накопление превышает вынос. Происходит энергичная аккумуляция *Ca*. *K* и *Na* занимают места в группе сильного накопления в результате их привноса извне. В пределах распространения этих почв все исследованные элементы обладают A_x , превышающим величину $0,0n$ (табл.81). Этому способствует и значительное увеличение массы корневой системы, что является одним из следствий перехода к более благоприятным биоклиматическим и рельефно-морфологическим условиям.

Геохимический тип ландшафта умеренно-влажных степей занимает исключительно аккумулятивные рельефы, простираясь вдоль р.Сисиан. Сложен выщелоченными карбонатными почвами, которые до глубины 60-70см имеют скелетную структуру.

Наиболее интенсивная аккумуляция ионно-коллоидного вещества происходит в почвах и с кальциевым классом водной миграции, и в произрастающих на них растениях. Опробовались все ранее указанные представители растительного сообщества и характерный для этого г.т.л. бодяк (*Cirsium*) (табл. 81).

Под воздействием рельефных и биоклиматических факторов биологический круговорот водных мигрантов происходит интенсивнее, чем в более высоко расположенных г.т.л.

Общая масса катионов по эквивалентному количеству анионов и при этом образующиеся органические кислоты нейтрализуются кальцием и, частично, магнием, тем самым определяя переходный класс миграции элементов. В местах, где больше непоглощенного *Ca*, происходит связывание его с CO_2 , являющегося одним из продуктов разложения растительных остатков. В нижних частях почвенного горизонта содержание CO_2 в почвенном воздухе уменьшается и происходит осаждение $CaCO_3$. Поэтому ниже горизонта, обогащенного гумусом, почти повсеместно распространяется горизонт вымывания, где и происходит аккумуляция элементов.

Ряды биологического поглощения элементов*

Таблица 81

			Альпий- ский г.т.л.	Субаль- пийски й г.т.л.	Г.т.л. сухих лесов и кустар- ников	Лесостепной г.т.л.		Г.т.л. умеренно- влажные степи	
			Н класс	Н класс	Н класс	Н-Са класс	Са класс	Н-Са класс	Са класс
Эл.-ты биол. погл.	энер- гич- ного	100n	К	Р,К	Р	К, Са, Р, Mn, Rb	Са, К	К	Са, К
	силь- ного	10n	Са, Р, Rb	Са, Na, Rb	Сz, К,Са, Rb,Si,M n,P	Са, Р, Rb,К, Mg, Mn	К, Na, Са, Mn, Zr,P	Са,Rb , K,Na	К, Zn, Са
Эл.-ты биол. захв.	сред- него	n	Mg,Na, Mn,Cu, Sr, Rb, Са	Mg,Mn, Ni,Ti, Zr,Cu, Pb,Sr, Rb,Na, Al	Na,Mg, Mn, Sr, Ni	Mg, Na, Mn, Pb, Ni, Sr, Cu,Zn	Mg, Zr, Cu, Sr, Rb, Mn	Na,M n, Cu, Zn,Sr	Mg,N a, Si,Mn , Ni,Ti, Cu,Pb , Sr, Pb, Zr
	сла- бого	0,n	Si, Al, Fe, Zn, Ni, Sr, Pb	Si,Al, Fe,Zn	Fe,Ti, Zr,Cu, Pb,Zn, Ni, Al	Si, Al, Fe, Ti, Zr, Zn, Mn, Pb	Si, Al, Fe, Mn, Ti, Rb, Zu	Zr,Si, Al,Fe, Ni,Ti, Rb	Al,Fe, Zr
	очень сла- бого	0,0n- 0,00n	Fe		Al, Pb	Al, Fe, Ni, Zr			

* Ограниченные возможности проведения анализов ориентировали исследования только на определенные элементы

Изменение величин A_x элементов в зависимости от ландшафтно-геохимических условий

Таблица 82

Эл-ты	<i>A_x по типам и классам геохимических типов ландшафтов</i>						
	Альпийский	Субальпийский	Сухие леса и кустарники	Лесостепи		Умеренно-влажные степи	
	<i>Н класс</i>	<i>Н класс</i>	<i>Н класс</i>	<i>Н-Са класс</i>	<i>Са класс</i>	<i>Н-Са класс</i>	<i>Са класс</i>
Si	0,п-п	0,п	п.10	0,п	0,п	0,п	0,п
Al	0,п	0,п-п	0,0п-0,п	0,0п-0,п	0,п	0,п	0,п
Mg	0,п-п	п	п	п-п,10	п	?	п
Ca	п-п.10	п-10	п.№0	п.10-п.100	п.10-п.100	п.10	п.10-п.100
Fe	0,п-п	0,п	0,п	0,0п-0,п	0,п	0,п	0,п
Na	0,п-п	п-п.10	п	П-	п.10	п-п.10	п
K	п.10-п.100	п.10-п.100	П.10	п.10-п.100	п.10-п.100	п.10-п.100	п.10-п.100
Mn	п	п	п-п.10	п-п.10-п.100	0,п-п	п	п
Ni	0,п	п	0,п-п	0,0п-п	?	0,п	п
Ti	0,0п-п	п	0,п	0,п	0,0п-п	0,п	п
Zr	0,п	п	0,п	0,0п-0,п	п-п.10	0,п	0,п-п
Cu	п	п	0,п	п	п	п	п
Pb	0,п	п	0,0п-0,п	0,п-п	0,п	0,п	0,п
Zn	0,п-п	0,п	0,п	0,п-п	0,п(?)	п	п.10
Sr	п	п	п	п-	п	п	п
P	п.10	п.10-п.100	п.10-п.100	п.10-п.100	п.10(?)	?	?
Rb	п-п.10	п-п.10	п.10	п.10-п.100	п	п.10	п

На основе полученных результатов исследований составлена таблица 82, иллюстрирующая изменение значения A_x элементов при переходе из одного г.т.л. к сопряженному с ним другому.

Биогеохимическим методом исследований выделены два умеренно перспективных и шесть малоперспективных участков. Один из умеренно перспективных в пределах Мазмазакской, второй – Марджанской зоны (рис.65).

По совокупности данных по вторичным геохимическим ореолам рассеяния элементов на территории Аревис-Барцраванской зоны выделяются пять перспективных участков с аномальными концентрациями элементов (рис. 66).



Рис. 65. Малоперспективные (1) и умеренно перспективные (2) в отношении железа (3), меди (4), цинка (5), марганца (6) и свинца (7) участки Аревис-Барисраванской зоны по данным биогеохимических исследований.

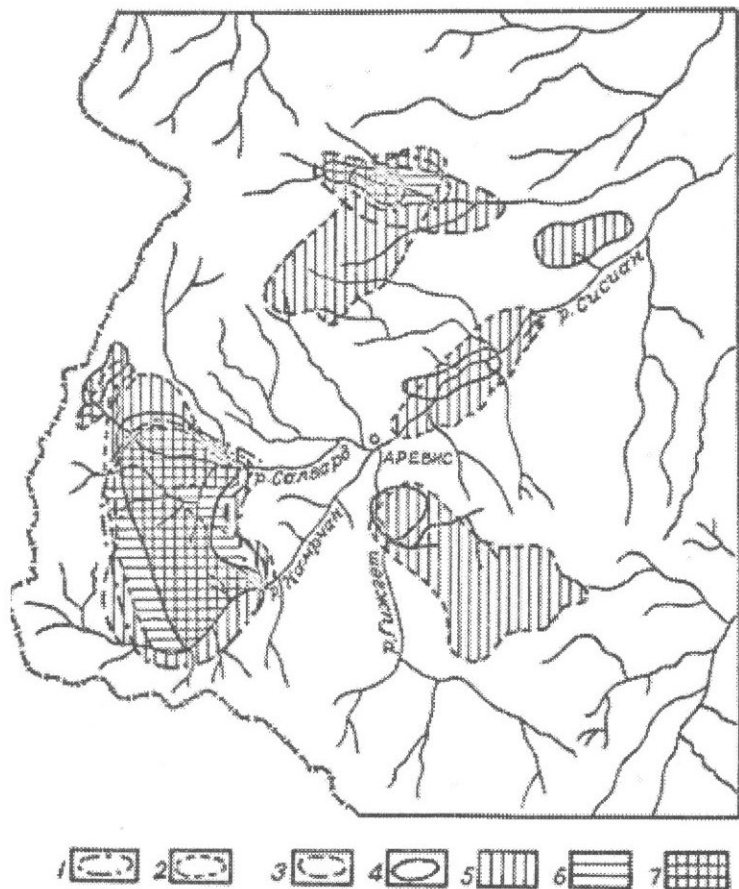


Рис. 66. Выделенные по данным гидрогеохимических (1), почвенно-гидрохимических (2), металлотрических (3) и биогеохимических (4) исследований перспективные (5), умеренно перспективные (6) и высокоперспективные (7) участки Аревис-Бараванской зоны.

Один из них расположен в бассейне рек Веригет – Цацитет к западу от с.Салвард, характеризуется повышенным содержанием меди, цинка, железа, марганца. Второй участок расположен к севе-

ро-востоку от с.Аревис, на территории междуречья Сисиан и Занг. Здесь выявлены аномальные содержания цинка и свинца. Третий участок охватывает берега р.Сисиан в верхних ее течениях, к северо-востоку от с.Аревис. Основными элементами являются медь, железо, и марганец. Четвертый участок расположен к югу от с.Аревис, на правом берегу нижних течений р.Гижгет.

Зафиксированы аномальные содержания железа, марганца, меди, цинка и молибдена. Последний участок является самым большим по площади и охватывает все поле Марджан-Мазмазакской рудной зоны. Основными элементами здесь являются медь, цинк, железо, марганец, свинец, молибден и мышьяк, аномальные содержания которых зафиксированы всеми методами исследований.

В целом проведенные исследования вторичных ореолов рассеяния элементов Аревис-Барцраванской зоны способствовали не только выделению перспективных участков в отношении оруденения, но и подтвердили, что участки Марджанского и Мазмазакского месторождений являются частями единого целого.

Глава 7. ХАРАКТЕР РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ И ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ТЕРРИТОРИИ БАССЕЙНА Р.СИСИАН В ОТНОШЕНИИ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Важным этапом региональных металлогенических исследований, после выявления влияющих на локализацию и размещение оруденения факторов и определения меры этого влияния (в сравнимых количественных показателях), является прогнозная оценка территории, которая на основании установленных закономерностей должна определить конкретные площади, где вероятность обнаружения промышленного оруденения достаточно велика, чтобы их выдвинуть в качестве перспективных для проведения соответствующего типа поисково-разведочных работ.

Под прогнозом оруденения прежде всего подразумевается научно обоснованное предвидение мест возможного залегания месторождений полезных ископаемых. Первоначально прогнозирование осуществлялось на основании указывающих на оруденение благоприятных геологических предпосылок – прямых или косвенных признаков (рудопроявления, зоны измененных пород, концентрации определенных минералов в шлихах и т.д.). В дальнейшем в связи с возникновением и развитием учений о парагенезисах минералов (закономерных сообществах минералов) и геологических формациях (закономерных сообществах горных пород и руд), а также о закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых в пространстве и во времени (металлогения) фундамент прогнозных исследований существенно усилился и расширился.

На основании регионального металлогенического анализа и учета контролирующих оруденение факторов становится возможным разработать конкретные прогнозы, определяющие вероятность выявления новых месторождений или расширения запасов известных месторождений. При этом А.Д. Щеглов [58] считает, что поскольку на современном этапе разработки металлогенического анализа еще не создан "инструмент" научного подхода к оценке региональных прогнозов в цифровом (количественном) выражении и металлогенический анализ на данном уровне развития лишен возмож-

ности определения точных масштабов прогнозируемого оруденения, металлогенический прогноз считается подтвердившимся, даже если на перспективной площади выявлены только рудопроявления или небольшие месторождения.

Прогнозирование месторождений полезных ископаемых представляет собой важнейший научно-прикладной результат геологических исследований и на настоящем этапе своего развития все больше приобретает характер самостоятельного научного направления со своей территорией и объектами приложения.

Для достижения высокой эффективности прогноза оруденения необходимо, чтобы был соблюден принцип соответствия используемых прогнозно-поисковых критериев масштабам прогнозируемых объектов.

Используя в качестве информации случайные характеристики, несоизмеримые с размерами прогнозируемых рудных объектов, невозможно добиться удовлетворительных результатов. Другими словами, масштабы и детальность проведенных работ должны соответствовать масштабам прогнозируемых объектов.

Так, исследования меньше 1:50000 масштаба могут обеспечивать прогнозирование рудных районов, металлогенических зон. Для прогнозирования месторождений (рудных тел) необходимы более крупномасштабные (не менее 1:50000 масштаба) исследования, которые обеспечивают соответствующие пересечения и гарантируют выявление существующих рудогенерирующих объектов и рудоконтролирующих факторов. При этом достоверный прогноз оруденения невозможен без разработки моделей прогнозируемых месторождений, основанных на возможно большем числе критериев рудоносности и факторов, контролирующих оруденение.

Эти многофакторные модели вместе с установленными закономерностями размещения месторождений эндогенных рудных формаций в пределах рассматриваемого региона и общетеоретическими концепциями эндогенного рудообразования могут обеспечить более или менее обоснованную прогнозную оценку конкретной территории.

7.1. Характер размещения эндогенного оруденения в пределах бассейна реки Сисиан и рудоконтролирующие факторы

В пределах бассейна р.Сисиан в настоящее время выявлен и с различной детальностью изучен ряд месторождений и более трех десятков рудопроявлений металлических и неметаллических полезных ископаемых разного генезиса и возраста. Распределены они крайне неравномерно. Большинство из них приурочены к Марджан-Мазмазак-Гомшатежской близмеридиональной веерообразно раскрывающейся к северу зоне, которая шириной 1,0-2,5 км протягивается примерно на 8,5-9 км [59-64]. Многие из этих месторождений и рудопроявлений были описаны [59-64] в главе 4.

Кроме них, работами геологов Армении в последние годы были выявлены многочисленные участки рудной минерализации и геохимических аномалий, которые значительно превышают перспективы рудоносной зоны в целом. Краткая характеристика их приводится ниже.

7.1.1. Размещение объектов рудной минерализации и геохимических аномалий

Участок «Новый» размещен в бассейне правого притока р.Камрчак (Тахтакерпи) в 5 км к юго-западу от с.Аревис на юго-восточном продолжении Марджанского месторождения. На участке среди гидротермально измененных, ороговикованных порфиров и туфобрекчий (прорезанных дайками диорит-порфиров) Р.Р. Шахбазяном выявлено 7 рудных тел. Рудное тело №1 (на северном фланге участка) представлено кварц-пиритовой зоной мощностью от 2 до 8 м (аз пад. 40-50°, \angle 55-60°). Содержание золота в среднем 0,4 г/т, серебра 2,2 г/т. Рудное тело №2 расположено в 300-400 м к юго-востоку от рудного тела №1. Представлено жилой кварц-пиритового состава, мощностью 1,5м, падение северо-восток 50-60°, \angle 55-60°. Содержание золота 0,6 г/т, серебра – 3,8 г/т. Рудное тело №3 находится в центральной части участка, в 200м к юго-западу от рудного тела №2. Мощность 0,5-2 м, содержание золота 0,8г/т, серебра 3,2г/т. Рудное тело №4 находится в западной

части участка, в 400м к западу от рудного тела №3 и представлено кварц-пиритовой жилой, мощностью 1,2м. Аз. пад. северо-восток 50-55°, \angle 70°. Содержание золота 0,4г/т, серебра 3,6г/т. Сходными элементами залегания характеризуются остальные 3 рудных тела. Мощность рудного тела №5 - 30см, аз. падения – северо-восток 50-60°, \angle 80°, содержание золота 0,2г/т, серебра – 1,8г/т. Мощность рудного тела №6 - 1м, азимут падения юго-запад 255-260°, \angle 80°, содержание золота – 0,3г/т, серебра – 3,4г/т. Рудное тело №7 имеет мощность 0,4м, азимут падения 260°, \angle 80°, содержание золота – 0,2г/т, серебра – 2,6г/т.

Участок "Западный" расположен в верхнем течении р.Камрчак в 1,5-2км к западу от Марджанского месторождения. Участок по Р.Р. Шахбазяну представляет собой зону гидротермально измененных, окварцованных вулканитов, туфобрекчий северо-западного простирания, прорваную диорит-порфирировыми дайками северо-западного простирания. В пределах участка выявлены и изучены 4 жилы мощностью от 1 до 2м, протяженностью до 150м и более. В жиле №1 установлено золото – 0,6-1г/т, серебро – 2,6-6г/т; в жиле №2 золото – 0,4г/т, серебро – 2,1 г/т; в жиле №3 золото – 0,2г/т, серебро – 1,2г/т; в жиле №4 золото – 0,2г/т, серебро – 1,6г/т.

Путем геохимической съемки масштаба 1:10000 оконтурены 3 участка геохимической аномалии, при этом выделены типоморфные ассоциации элементов-индикаторов надрудных (*Pb*, *Zn*, *Ag*, *Ba*) и подрудных (*Cu*, *Mo*, *Co*, *V*) сечений. Геохимические аномалии характеризуются сравнительно повышенными содержаниями элементов, не входящими в ассоциацию элементов-индикаторов: *As*, *Bi* – до 0,003%, *Sn* - до 0,02%, *Sb* до 1% и др.

Участок №1 расположен восточнее Марджанского месторождения, где андезиты среднего эоцена прорваны дацитовой экструзией миоцена. Участок №2 находится западнее Марджанского месторождения, где среднеэоценовые андезиты прорваны двумя небольшими телами кварцевых диоритов и одной экструзией дацитов. Кроме того, здесь большое развитие имеют кварц-порфирировые и диорит-порфирировые дайки, протягивающиеся на расстояние 150-200м. Простирания их близмеридиональные, местами играют

они рудоконтролирующую роль. В контактах с дайками развиты окварцованные зоны мощностью 4-5м. На участке картируется серия разрывных нарушений и зоны трещиноватости. Породы сильно гидротермально изменены, обелены, пиритизированы. Выделенные геохимические аномалии фиксируют некоторые дайки и оруденелые зоны. Участок №3 расположен в западном углу рудного поля Марджанского месторождения. Андезиты и базальтовые андезиты гидротермально изменены, пиритизированы. Закартирована одна дайка кварц-порфиrowого состава, геохимические аномалии фиксируют оруденелые зоны.

Между участками Марджан и Мазмазак известен ряд проявлений слабозолотоносных полиметаллических, кварц-пиритовых руд, молибденоносных и турмалиноносных березитов. Здесь, а также в ущелье р.Шахапонк закартированы многочисленные дайки кислого состава северо-западного простирания, с крутым падением на юго-запад или северо-восток. Составляют они фрагмент дайкового пояса, прослеживающегося от северо-восточного склона г.Гядык через рудное поле Марджанского месторождения к северо-западу до юго-восточных склонов г.Гомшатех. Ширина пояса 1-3км, мощность даек от 3 до 15м. Концентрация даек в пределах пояса местами настолько велика, что между ними сохраняются лишь тонкие "перегородки" вмещающих пород. В ущелье р.Мазмазак широкое развитие имеют малые интрузии, представленные в виде небольших дайкообразных тел или штоков гибридного облика – микрористаллических кварцевых монзонит-порфиров, кварцевых микродиорит-порфиров и микрогранодиорит-порфиров. От нижнего течения р.Мазмазак к среднему и верхнему ее течению интенсивность гидротермальных изменений этих пород возрастает. В нижнем течении реки в них нами установлено оруденение марганца, а в верхнем течении –минерализация молибдена.

Размещение этих и описанных в четвертой главе месторождений рудопроявлений и геохимических аномалий обусловлено благоприятным сочетанием тектонических, магматических и литолого-стратиграфических условий. Многочисленные разломы и тектонические нарушения обусловили высокую проницаемость земной коры для магматического расплава и гидротермальных рудо-

носных растворов, которые в палеогене и неогене привели к образованию разновозрастных рудно-магматических образований.

Следующей по важности после Марджан-Мазмазак-Гомшатехской является рудоносная зона, проходящая через рудное поле Марджанского месторождения. В ее пределах, среди гидротермальноизмененных экструзивно-обломочных пород среднего эоцена в ряде участков выявлена вкрапленная минерализация полиметаллического состава, которая в большинстве случаев локализуется на контакте базальтовых пород гипабиссальной фации и туфогенно-терригенных отложений гижгетской толщи. По центральной части рудоносной зоны проходят диагональный и субширотный разломы, которые, вероятно, выполняли рудоконтролирующую роль.

Другая группа рудопроявлений (медно-молибденовая, угосульфидная кварц-золоторудная и др.) размещена в южной части рассматриваемой территории, пространственно тесно связана с выходами Аревисской, Кошакарской, Гижгетской, Каракертской и Салвардской гранитоидных интрузий, которые вместе с другими интрузивными массивами Баргушата и восточного склона Зангезурского хребта (Лернашенский, Дастакертский, Гехинский, Ахлатянский, Кавчутский, Казанличский, Шенатагский) группируются в габбро-диорит-гранодиоритовой и гранит-гранодиоритовой формациях, соответственно верхний эоцен-олигоценового и нижнемиоценового возрастов. При этом эти две разновозрастные формации размещены в одних и тех же структурах и пространственно не изолированы. Петрохимические особенности этих формаций в определенной мере объясняют разнообразие состава связанных с каждой из них месторождений и рудопроявлений. В этом значительную роль играет также рудоносность развитых здесь малых интрузий, кварцевых микродиорит-порфиров.

7.1.2. Роль пликативных дислокаций и дизъюнктивных нарушений в размещении оруденения

При прогнозной оценке территории бассейна р.Сисиан в отношении рудоносности необходимо учитывать, что здесь складчатые структуры выражены плохо. На карте видно, что почти вся

площадь, не считая верхнеплиоценовые озерно-континентальные отложения сисианской свиты, залегающие горизонтально в древних палеодолинах, занята третичными вулканитами и интрузивными телами гранитоидов. Несмотря на это, местами встречаются большие объемы деформированных терригенных и туфогенных отложений, фрагменты складок. Такие структуры особенно хорошо прослеживаются в ущельях рек Гижгет и Камрчак. Это нижнеэоценовые (возможно ниже-верхнеэоценовые) туфогенно-терригенные и эксплозивно-обломочные отложения, которые деформированы в складку северо-западного простирания. Гижгетская брахиантиклинальная складка прослеживается от бассейна р.Айри до с.Аревис, около устьев рек Камрчак и Гижгет, где прорывается гранитоидным интрузивом, перекрывается четвертичными флювиогляциальными отложениями, а далее к северо-западу – пирокластами и лавами миоцена. Ось этой складки проходит примерно по линии с.Цгунь – г.Танаат – г.Сракар. Длина обнаженной части складки примерно 15 км, а ширина юго-западного крыла равна 7км, считая от предполагаемой осевой части, занятой Аревисским интрузивом. Эта складка продолжается и за пределами карты, на юго-восток. К северо-западу она погружается под покров лав миоцена салвардской толщи. Азимут падения 220° - 260° , под углами – 35 - 65° , однако преобладают более умеренные значения (35 - 45°). По существу сохранилось юго-западное крыло складки. Аревисский интрузив внедрил в осевую, наиболее приподнятую часть гижгетской антиклинали и фактически "уничтожил" северо-восточное ее крыло. Ядро складки сложено (вблизи юго-западного контакта интрузива, около устья р.Гижгет) тонкослоистыми гравелистыми песчаниками и микроконгломератами, туфопесчаниками и алевролитами. Юго-западное крыло в ущелье р.Камрчак представлено крупнообломочными и агломератовыми туфами андезитов, дацитов, туфопесчаников с редкими штоками (?) андезитовых и дацитовых пород. На размытой поверхности туфов и песчаников несогласно и полого залегают туфогенно-терригенные отложения гехакарской толщи средне-верхнеэоценового или среднеэоценового [10] возраста. Минимальная мощность туфогенно-терригенной гижгетской толщи – 1500м. Разрез этих отложений в верховьях рек Камрчак и Гижгет

достигает 3 км. Истинную мощность отложений этой толщи трудно оценить, т.к. она пронизана многочисленными вулканическими интрузивными телами. Так, например, крупный гиабиссальный интрузив базальтовых пород занимает пространство между юго-западным контактом Аревисского массива и пирокластической толщей верхней части разреза туфоосадочных пород. Такие же фрагменты складок (но более мелкие) установлены на северо-западе сел Ацаван и Брнакот в верхнеэоцен-нижнеолигоценовой (?) эксплозивно-обломочной толще, в районе с.Танаат в вулканогенно-осадочных образованиях среднего эоцена.

Прямого воздействия на размещение оруденения эти структуры не имели. На это они влияли лишь косвенно, что заключается в определении мест внедрения интрузивных тел, к контактовым зонам и апикальным частям которых нередко приурочены гидротермальное, а иногда и пневматолито-гидротермальное оруденение.

Однако, как было отмечено выше, на большей части площади территории бассейна р.Сисиан слоистые или морские отложения отсутствуют, широко проявлены вулканогенные структуры, которые вместе с пликативными дислокациями контролируют размещение оруденения.

Марджанское месторождение находится на расстоянии 5км от Аревисского интрузива, приурочено к осложненному разрывными нарушениями и пронизанному серией параллельных даек юго-западному крылу гижгетской брахиантиклинали. Рудные жилы и зоны локализованы в агломератовых туфах, лавобрекчиях и лавах базальт-андезитового состава на площади развития роя порфировых даек нижнемиоценового возраста. Рудные тела контролируются дизъюнктивными нарушениями, которые нередко проходят по контактам даек, нередко проникают в дайки, обуславливая проникновение оруденения и гидротермальных изменений в дайках в такой же мере, что и в вулканогенных породах среднеэоценового возраста. На западном фланге месторождения непосредственно над лавами и пирокластическими образованиями, являющимися основными рудовмещающими породами, залегают пирокластолиты андезитодацитов камрчакской толщи миоцена, которые также подвергнуты разрывным нарушениям и несут рудную (сульфидную)

минерализацию, имеющую определенное сходство с основными рудными телами месторождения.

Мазмазакское рудное поле находится на расстоянии 2-3 км от северо-западного контакта Аревисского интрузива и приурочено к разрывным нарушениям близмеридионального северо-западного направления и сопровождают поля развития пояса даек гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов северо-западного направления. Здесь же развиты субвулканические тела палеогена и неогена, малые интрузии кварцевых микродиорит-порфиров и микромонцодиорит-порфиров, грейзенизированных нижнемиоценовых интрузивов порфиroidных гранодиоритов. Рудное поле расположено на продолжении крупных разрывов и зон гидротермально измененных пород, которые прослеживаются на север, северо-запад от Марджанского рудного поля. Это, видимо, является фрагментом системы разрывов Дебаклинской зоны глубинного разлома.

Рудное поле Барцраванского месторождения расположено на расстоянии 7 км от ближайшего северного контакта Аревисского интрузива и контролируется разрывными нарушениями и осложненной складкой широтного и северо-восточного направлений. Значительная часть рудного поля находится под маломощным покровом лав андезитов и базальтов верхнего миоцена, а на западе зона гидротермально измененных, оруденелых пород и кварцитов покрывается лавами салвардской толщи.

Таким образом, краткий обзор структур рудных полей бассейна реки Сисиан свидетельствует, что размещение рудных полей контролируется разрывными нарушениями и поясами даек порфиров, а также андезитовых субвулканических тел и гранитоидных интрузивных массивов.

Разрывные нарушения являются важным элементом структуры рудных полей и месторождений региона, приуроченных к вулканическим сооружениям и субвулканическим телам. Эти структуры картируются в виде зон дробления, гидротермально измененных пород, зеркал скольжения, выходов минеральных источников. Они достаточно отчетливо фиксированы на аэрофотоснимках бассейна р. Сисиан в виде вытянутых зон разрывных нарушений. Специальные исследования по выяснению характера этих зон

не проводились. Вдоль многих нарушений интенсивно проявлены милониты, глинки трения и гидротермальные изменения в зонах вторичных кварцитов и аргиллизитов. Вероятно, эти нарушения связаны со складчатостью региона как в среднем и верхнем эоцене, так и с более поздними тектоническими движениями в миоцене и плиоцене. Это в основном сбросы и сдвиги с небольшой амплитудой перемещения. Нет данных о более или менее значительных перемещениях (десятки или сотни метров) в дорудные или послерудные этапы. Отсутствуют исследования по определению генетических типов трещин, локализирующих оруденение Мазмазакского, Барцраванского и др. месторождений.

Огромное число даек диорит-порфиров, гранодиорит-порфиров и др. вытянутых тел малых интрузивов в ущельях р.Мазмазак и Шахапонк указывает на внедрение их в обстановке сильного растяжения. На это указывает и присутствие многочисленных послерудных даек риолитовых порфиров в Марджанском месторождении.

Серия близко расположенных разрывных нарушений с мощными зонами гидротермально измененных и раздробленных пород образует широкие поля повышенной трещиноватости и гидротермальных метасоматитов. Это особенно наблюдается в пределах Мазмазакского месторождения. Площадь одной из таких зон достигает 15 кв.км.

Достаточно мощными являются также поля раздробленных и измененных пород на месторождениях Марджан (среднее течение р.Камрчак) и Барцраван (к югу от одноименного села, в районе перевала Архачтапа или Каркап). Эти рудные поля не изолированы. Между ними протягиваются разрывные нарушения, также сопровождающиеся полосой измененных, раздробленных пород. Такая северо-западная, близмеридиональная система нарушений прослеживается от Марджанского к Мазмазакскому месторождению. Барцраванское месторождение системой нарушений северо-восточного направления связывается с одним из разломов регионального простирания, который входит в систему Анкаван – Сюникского (Зангезурского) глубинного разлома.

В бассейне р.Сисиан фиксируется ряд крупных разрывных нарушений, которые контролируют размещение рудных полей месторождений. Выделяются две основные системы трещин и крупных нарушений – преимущественно северо-западного и северо-восточного простираний. К северо-западной системе приурочен комплекс дорудных параллельных даек (послегранитовых) и оруденение. Для локализации оруденения важное значение имели также субширотные и меридиональные зоны нарушения, но они проявлены менее ярко.

Зона нарушений меридионального направления прослеживается вдоль правого притока р.Сисиан (р.Забазатур), от района с.Ацаван, где расположен крупный массив вторичных кварцитов, вдоль р.Забазатур к югу до восточного склона г.Кошакар. Здесь пересекаются разрывные нарушения различных направлений. На этом узле расположены несколько выходов миоплиоценовых субвулканических куполов андезитодацитов, рудных проявлений и выходы блоков-ксенолитов гибброидов более ранних фаз внедрения серии гранитоидов Аревисского массива (верховья р.Пусак).

Другое крупное нарушение меридионального направления прослеживается вдоль ущелья р.Гижгет, от с.Аревис к югу до водораздела р.Вохчи, где является одним из оперяющих разрывов Дебаклинского разлома. Это нарушение в виде зон раздробленных пород, гидротермальных метасоматитов, рудных проявлений и минеральных источников в ущелье р.Гижгет хорошо фиксируется на аэрофотоснимках.

Близмеридиональные разломы прослеживаются от вершины г.Гядык к северо-западу через Марджанское месторождение до Мазмазакского месторождения и юго-восточного склона Гомшатехского миоценового вулкана. Между субпараллельными разломами размещены несколько проявлений полиметаллических руд (в ущельях р.р.Нахшун, Шахапонк и Мазмазак). Далее эти нарушения прослеживаются в сторону г.Салвард. В пригребневой части Зангезурского хребта, вдоль нарушений, фиксируется обширное поле вторичных кварцитов и аргиллизитов. К югу эта система нарушений прослеживается в сторону оз.Казанлич (восточный контакт Казанличского интрузива порфириовидных гранодиоритов), далее че-

рез Каджаранское месторождение, вдоль восточного контакта Вохчинского массива (бассейны рек Вохчи и Мегри). Марджан-Мазмазак-Салвардская зона нарушений является северным продолжением Дебаклинского глубинного разлома. Эти нарушения контролируют размещение рудных проявлений и месторождений Марджанского и Мазмазакского рудных полей. Они являются одновременно рудовмещающими и рудораспределяющими, так как в них и в системах трещин оперения локализованы рудные месторождения и многие рудопроявления.

Мощность зоны гидротермальных метасоматитов, ограниченной субпараллельными разломами, в наиболее широкой части более 3 км (ущелье р.Мазмазак). Ширина зоны в пределах Марджанского месторождения равна 1,0 км.

Близмеридиональное простираие имеет и серия параллельных даек диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Только в ущелье р.Мазмазак на интервале 3км число таких даек достигает 100. Мощности их меняются от 5 до 10 м. Местами они расположены так тесно, что от вмещающих пород остаются тонкие пластинки или вовсе ничего. Гидротермальное изменение проявлено сплошным фронтом, "без выбора". В систему нарушений северо-западного направления внедрены также дайки и гиабиссальные тела базальт-андезитового состава, связанные с вулканизмом эоцена, небольшие штокообразные тела порфировидных гранодиоритов и малые интрузии кварцевых микродиорит-порфиров и микромонцит-порфиров, кварцевых микродолеритов, микродолеритов и "микродолеритовых" андезитов.

В пределах узловой зоны устьев р.р.Нахшун, Мазмазак, Шахапонк и Азат размещены многочисленные секущие тела вулканитов и плутонических интрузивов нижнемиоценового комплекса, самостоятельных малых интрузий, даек, ассоциирующих с плутолизмом, средневерхнемиоценовые микродолериты, субвулканические тела и некки андезитодацитов. На этом же узле гидротермально изменены породы всех генетических типов вплоть до осадочных отложений верхнеплиоценового возраста в долине р.Шахапонк. В Зангезурском рудном регионе нигде не известны такие мощные зоны грейзенов, как здесь. Грейзены здесь развиваются по порфиро-

видным гранодиоритам нижнемиоценового возраста и занимают площадь более 0,02 кв.км. Наконец, на этом узле тектонических нарушений известен ряд проявлений полиметаллических и медно-молибденовых, медно-мышьяковых, реальгар-аурипигментовых руд.

Разрывные нарушения северо-западного направления прослеживаются вдоль ущелья р.Мазмазак и дальше на западный склон Зангезурского хребта. Вдоль них расположены малые интрузии пород "гибридного" облика и мелкие тела порфировидных гранодиоритов, серия гидротермальных и грейзеновых месторождений. Один из северо-западных разрывов прослеживается вдоль р.Азат, левого притока р.Салвард. От верховьев р.Айри, через склоны г.Матагасар и с.Аревис, по ущелью р.Воскедзор до северного склона г.Салвард прослеживается зона раздробленных и гидротермальноизмененных пород. Это нарушение пересекает границы Аревисского массива, вулканы Капутджухского комплекса и перекрываются покровом лав салвардской толщи.

На северо-восточной части исследованной территории по правому борту, а в некоторых отрезках и по ущелью р.Воротан в направлении сел Шагат, Ашотаван и Лцен (за пределами карты) прослеживается одна из ветвей Гиратахтского разлома. Этот разлом фиксируется на аэрофотоснимках. Прослеживается за пределами карты к юго-востоку до бассейна р.Агандзу вдоль правого борта р.Воротан. На карте 1:25000 масштаба выражается серией нарушений северо-западного направления в полосе шириною в 2-3км. Разлом на этом участке специально не изучен. Для выяснения роли его в локализации рудных месторождений и проявлений важное значение имеет изучение структуры разлома на этом отрезке. Некоторые из рудных месторождений, в частности Барцраванское, расположены вдоль субширотных нарушений, оперяющих Лцен-Шагатский глубинный разлом. Вероятно, гидротермальные растворы, поступающие по этим нарушениям, распространяются в дальнейшем по сопряженным с ними боковым разрывам северо-восточного и субширотного направлений.

Парзаджурский субширотный разлом прослеживается по северному склону г.Чинавер (вулканическое сооружение риолитовых лав и пирокластов вернемиоценового возраста), к западу про-

ходит по южному флангу Барцраванского месторождения и уходит под лавы салвардской толщи, вдоль него и внутри миоплиоценовых вулканитов отмечаются зоны гидротермально измененных пород. Это нарушение прослеживается фактически до водораздела Зангезурского хребта.

Магмоконтролирующие и дорудные нарушения определяют положение линий и центров вулканической деятельности в эоцене, размещение в пространстве интрузивных массивов и ассоциирующих с ними порфировых даек. Система трещин северо-западного и северо-восточного направлений связана с формированием гижгетской антиклинали северо-западного простирания. Однако не всегда эти дорудные трещины продолжают свое существование в рудный этап. Часто возникают новые трещины в результате изменения плана деформации.

Марджанское месторождение локализуется на юго-западном крыле гижгетской антиклинали, осложненной двумя системами нарушений – северо-западной и северо-восточной. Это, как правило, крутопадающие нарушения с падением на северо-восток и юго-запад. К этой системе приурочены как дорудные (послегранитовые), так и послерудные дайки (риолитовые порфиры) и оруденение. По северо-восточным нарушениям отмечаются сдвиги даек до 10-15м, но не рудных тел [31]. Марджанское, Мазмазакское и Барцраванское месторождения являются узлами сопряжения оперяющих трещин с основными нарушениями северо-западного простирания. Кроме того, это узлы, где размещены дайки как плутонических, так и вулканических ассоциаций различных направлений.

7.1.3. Роль магматизма в размещении оруденения

Значительная часть рудных месторождений и рудопроявлений бассейна р.Сисиан приурочена к площадям распространения вулканических пород палеогена (Марджан, Мазмазак, Барцраван) и неогена (Салвард, Вардан). Отмечается тесная пространственная связь между соответствующими рудными месторождениями и вулканическими сооружениями, хотя временная или генетическая связь оруденения не всегда отчетлива. Этот вопрос сравнительно

более ясен для киноварь-метациннабаритовых и реальгар-аурипигментовых руд, приуроченных к субвулканическим телам и корневым частям вулканических аппаратов, или вулканическим куполам, экструзивам миоценового возраста и редко локализуются на небольшом удалении от них в приконтактовом ореоле (полиметаллические и др. руды в ущелье р.Мазмазак).

Как и в других районах восточного склона Зангезурского хребта, здесь медно-молибденовое и парагенетически с ним связанное полиметаллическое оруденение следует после формирования многофазных дифференцированных плутонических комплексов и пространственно ассоциирующих с ними дайковых комплексов. Однако для разновозрастных плутонических комплексов, характеризующихся значительной продолжительностью, многоритмичностью или мультиплетностью и состоящих из ассоциаций пород различных формационных типов, возникает вопрос рудоносности как этих комплексов в целом, так и слагающих их интрузивов. Решение этого вопроса осложняется тем, что месторождения и рудопроявления приурочены не только к интрузивным массивам и их контактам, но и разновозрастным вулканогенным комплексам – предороженным, добатолитовым мантийным базальтовым и орогенным, послебатолитовым, сиалическим андезито-дацитовым породам.

В пределах Марджан-Мазмазакского рудного поля широкое развитие имеют дайки гранодиорит-порфириров и диорит-порфириров, которые считаются моложе интрузивных комплексов, так как встречаются и внутри гранитоидных массивов (Аревисский, Дастакертский, Шенатагский и т.д.), пересекаются они рудными жилами (Марджан, Мазмазак), подвергнуты гидротермальным изменениям и контролируют размещение оруденения.

Решение вопроса связи оруденения с вулканизмом или плутонизмом в свою очередь опирается на выяснение возрастных взаимоотношений даек с плутонизмом. Оно осложняется тем, что указанный комплекс даек развит как внутри, так и далеко за пределами интрузивных массивов, несколько независимо от расположения выходов интрузивных массивов. Кроме того, существуют два разновозрастных комплекса послегранитовых даек: первый из них отно-

сится к верхнеэоцен-олигоценовому возрасту (38 млн. лет) и представлен диорит-порфиритами, гранодиорит-порфирами и второй – к нижнемиоценовому возрасту (22 млн. лет) и представлен диорит-порфиритами, гранодиорит-порфирами двух генераций и т.д. Это доказано на примере анализа взаимоотношений этих даек с разновозрастными интрузивными комплексами и радиометрическими данными [17].

Пространственная изолированность участков развития даек диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров не позволяет определить их относительный возраст исходя из геологических данных. В настоящее время на основании изучения дорудных рудоконтролирующих и гидротермально измененных даек Марджанского и Мазмазакского участков можно заключить, что оруденение этих участков моложе гранодиорит-порфировых даек. Дайки диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров, в свою очередь, моложе интрузивов габбро-гранодиоритового или гранит-гранодиоритового комплексов, размещенных в палеогеновых вулканогенных толщах. Следовательно, оруденения рассматриваемых участков проявлены позже вулканизма палеогенового возраста. В пределах бассейна р.Сисиан известны многочисленные разновозрастные рудные проявления, которые во времени и, вероятно, генетически связаны с базальт-андезитовым вулканизмом среднего-верхнего (?) эоцена, плутонизмом олигоцен-нижнего миоцена и андезитодацитовым вулканизмом среднего-верхнего миоцена – нижнего плиоцена.

Имеющиеся в настоящее время радиометрические определения абсолютного возраста позволяют восстановить историю формирования магматических пород и рудных месторождений, определить возраст гидротермальных и других метасоматитов. В частности, можно считать, что здесь главные тектоно-магматические процессы имели место в среднем и верхнем эоцене (формирование Капуджухского комплекса, гехакарской и барцраванской толщ), в олигоцене-нижнем миоцене (формирование плутонических интрузивов гранитоидов габбро-гранитоидной серии – Аревисский, Кошакарский, Каракертский, Гижгетский или Даличайский, Ахлатянский, Салвардский интрузивы) и в миоцене-нижнем плиоцене (салвардская и артаванская вулканогенные толщи). Проявлены здесь

продукты плутонического магматизма верхнего эоцена-олигоцена (37-41 млн. лет) и нижнего миоцена (23-24 млн. лет) [17]. Первые представлены Аревисским, Кошакарским, Каракертским, Гижгетским и Ахлатянским массивами, вторые – более мелкими массивами порфиридных гранитоидов и адамеллитов. Все они развиты в ущелье р.Мазмазак и его правого притока р.Шахапонк. Считается, что с плутонизмом нижнемиоценового комплекса связаны все рудные месторождения и проявления медно-молибденовых, полиметаллических и других руд района. Гораздо меньше изучены вопросы генетической связи полиметаллических, золоторудных месторождений.

Таким образом, имеются достаточные основания считать возможным наличие здесь связанных с двумя возрастными комплексами плутонитов (олигоценовым и нижнемиоценовым) рудных месторождений. Утверждение о том, что все рудные месторождения восточного склона Зангезурского хребта (кроме магматогенных) генетически связаны с нижнемиоценовым комплексом, нельзя считать обоснованным хотя бы потому, что здесь имеются более молодые рудные месторождения и рудопроявления (мышьяк, ртуть, возможно, и золото), локализованные как в эоцен-олигоценовых (?), так и в среднемиоценовых – нижнеплиоценовых (ущелье р.Мазмазак, левый борт р.Камрчак, верхние горизонты Марджанского месторождения, склоны г.г.Салвард, Гомшатех, Артаван) породах.

С площадями распространения третичных вулканогенных формаций связаны наиболее важные полиметаллические месторождения бассейна реки Сисиан. Марджанское, Мазмазакское и Барцраванское месторождения расположены в пределах вулканических сооружений палеогенового возраста (средний-верхний миоцен). На этих участках, хотя и отмечается пространственная связь оруденения с раннеорогенным, предбатолитовым базальт-андезитовым вулканизмом, тем не менее, вопросы возраста и генетической связи их неясны. Месторождения расположены в эксплозивно-обломочных образованиях Гехакарского (Марджан) и Капутджухского (Барцраван) комплексов, а также породах субвулканической гипабиссальной фации Капутджухского комплекса (Мазмазак). Оруде-

нение является более поздним, чем дайки гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов. Более того, они послегранитовые, моложе гранитоидных интрузивов. Таким образом, по времени оруденение значительно оторвано от вмещающих его взрывно-обломочных образований, которые по геолого-структурным особенностям и физико-механическим свойствам благоприятны для локализации оруденения.

Марджанское месторождение золото-сурьма-полиметаллических руд локализовано на юго-западном крыле гижгетской антиклинальной складки северо-западного простирания, в средне-верхнеэоценовых вулканогенно-обломочных образованиях гехакарской толщи. Дайковый комплекс представлен дорудными диорит-порфиритами и гранодиорит-порфирами. Дайки гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов, как и рудные тела, не проникают в пирокластическую толщу неогена. За пределами месторождения дайки риолитовых порфиров пересекают покровные лавы и субвулканические тела миоценовых дацитов и андезитодацитов.

Рудные тела приурочены к пирокластическим образованиям, видимо, жерловой или околожерловой фации, осложненным разрывными нарушениями и дайками гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов северо-западного простирания. Размещение полиметаллических жил контролируется контактами даек с вмещающими гидротермально измененными пирокластическими образованиями. В рудном поле интенсивно проявлены гидротермально-метасоматические процессы по всем фациям вулканических комплексов палеогена и неогена. Здесь проявлена кислотная стадия выщелачивания с образованием пород формации вторичных кварцитов, аргиллизитов, а также березитов (эти последние развиваются по гранодиорит-порфирам), которые контролируются зонами повышенной трещиноватости и наложены на пропилитризированные андезиты и базальтовые андезиты.

Марджанское месторождение находится в зоне нарушений, которая является северо-западным продолжением Дебаклинского глубинного разлома. К северо-западу от месторождения происходит система нарушений, контролирующая мощную зону гидротермальных метасоматитов (ширина зоны от 0,5 до 2,0 км), которые не-

прерывно прослеживаются на глубине более чем 500м (вдоль русла верхнего течения одного из левых притоков р. Камрчак). Эта зона вторичных кварцитов и аргиллизитов прослеживается в сторону Гомшатехского вулкана, где также интенсивно проявились процессы кислотного выщелачивания.

Мазмазакское рудопроявление и ряд рудопроявлений различного состава, возраста и генетического типа (турмалиновые и молибденитовые грейзены, связанные с нижнемиоценовыми порфировидными гранодиоритами, полиметаллические жилы пространственно и во времени связанные с дайковым комплексом порфиров и малыми интрузиями, послезеруптивное эксгляционнно-гидротермальное рудопроявление мышьяка, генетически связанное с андезитодацитовым вулканизмом среднего миоцена) расположены цепочкой вдоль ущелий рек Шахапонк и Мазмазак от их истоков до местности Мичагет, где четыре главных притока реки Салвард – Нахшунгет, Шахапонк, Мазмазак и Азат – радиально сходятся в одной "точке". Эта часть Марджан-Мазмазакского рудного поля сложена палеогеновыми базальтами и андезитами, лавами, пирокластическими образованиями, а также субвулканическими телами Капутджухского комплекса (средний эоцен), прорывающимися мелкими интрузивными телами порфировидных гранодиоритов (нижний миоцен), серией параллельных даек гранодиорит-порфиров и диорит-порфиров (послегранитовых, вероятно нижний миоцен), субвулканических тел и даек андезитодацитов и дацитов (средний миоцен). На западной части рудного поля на эродированной поверхности верхнего эоцена-олигоцена последовательно залегают пирокластические породы камрчакской толщи и покровные лавы андезитобазальтов и андезитов салвардской толщи среднемиоценового возраста.

В верховьях реки Мазмазак в одном из субвулканических тел дацитов локализованы Салвардское (Салвартинское) рудопроявление мышьяка. Здесь широко развиты дорудные дайки диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров, видимо, производные нижнемиоценового интрузивного комплекса. Кроме того, широко представлены также дайки риолитовых порфиров (кварцевых или амethystовых порфиров).

На интервале между участками Марджан и Мазмазак, а также в ущелье р.Шахапонк встречаются многочисленные дайки кислого состава, которые имеют северо-западное простирание и крутые падения на юго-запад или северо-восток. Пояс даек прослеживается от северо-восточного склона г.Гядык через Марджанское месторождение к северо-западу до юго-восточных склонов г.Гомшатах, где покрывается более молодыми гидротермальными измененными лавами и пирокластами неогенового возраста (кварцитами и аргиллизитами). Интенсивное гидротермальное изменение затрудняет разграничение даек от вмещающих пород, определение взаимоотношений их с малыми интрузивами кварцевых микромонцонит-порфиров и порфиroidных гранодиоритов.

Широко развитые в Мазмазакском участке малые интрузии (небольшие дайкообразные тела или штоки) имеют гибридный облик и представлены микрокристаллическими кварцевыми монцонит-порфирами, кварцевыми микродиорит-порфирами и микрогранодиорит-порфирами. Свежие типы этих пород отмечаются в нижнем течении р.Мазмазак. В верховьях и среднем течении этой реки, где развиты полиметаллические рудопроявления, малые интрузивные массивы гидротермально сильно изменены и часто не отличаются от измененных вулканитов. В верховьях реки Мазмазак отмечено относительно крупное тело кварцевых микромонцонит- и микрогранодиорит-порфиров с минерализацией молибдена. Мазмазакский участок рудного поля является своеобразным узлом, где сконцентрировано большое количество разновозрастных и разнородных магматических тел, что, возможно, обусловлено высокой проницаемостью земной коры в интервале времени от нижнего до среднего миоцена. Это период интенсивных гидротермальных изменений с образованием сплошных площадей аргиллизитов, вторичных кварцитов вдоль серии параллельных структур северо-западного простирания.

Район Барцраванского рудопроявления сложен кайнотипными оливиновыми и авгитовыми базальтами, андезитами, долеритами и анамезитами салвардской вулканогенной толщи средневерхнемиоценового возраста, палеотипными базальтами и андезитами, лавовыми брекчиями и туфами базальтового состава Капутд-

жухского комплекса и туфогенно-терригенными отложениями гижгетской толщи нижнего-среднего эоцена, миндалекаменными андезитами, андезитобазальтами, андезиодацитами и дацитами, а также более поздними дифференциатами кислого состава – лавами, пирокластическими и субвулканическими породами верхнемиоценового возраста. Оруденение Барцраванского рудопроявления залегает в гидротермально измененных эксплозивно-обломочных породах среднего эоцена и локализовано на контакте базальтовых пород гипабиссальной фации и туфогенно-терригенных отложений гижгетской толщи. Вулканиды среднего эоцена выступают из-под миоценовых лавовых покровов и пирокластов в виде удлиненного дайкообразного тела северо-восточного простирания. Оно разделяет покровы лав салвардской толщи на западе от экструзивных и эффузивных риолитовых лав и брекчий вулкана Чинавер. Центральная часть рудного поля локализована на площади пересечения диагональных и субширотных нарушений. Широтные разломы, вероятно, являются рудоконтролирующими структурами месторождения.

Вулканиды эоцена содержат обычно рассеянную вкрапленность минералов пропилитов. Это результат региональной пропилитизации. Нужно отметить, что в рудном поле отсутствуют полные метасоматиты пропилитов в таких объемах, чтобы было возможным определить их как породы, например, эпидот-хлоритовые, эпидот-хлорит-альбитовые, эпидот-актинолитовые и т.д. Однако на основе вкрапленной ассоциации пропилитов можно заключить, что в рудном поле выступают пропилитизированные породы низкотемпературной (150-250⁰С), приповерхностной эпидот-хлоритовой фации с незначительной ролью карбоната. На фоне региональной пропилитизации развиваются гидротермальные метасоматиты вторичных кварцитов и аргиллизитов, внутри которых и залегают полиметаллические руды.

Рассматривая металлогеническое значение геолого-петрологических критериев для плутоногенных рудных формаций бассейна р.Сисаан нельзя ограничиваться учетом только известных здесь интрузивов, так как они связаны с интрузивным магматизмом всего региона, в частности, интрузивных комплексов Баргушатс-

кого хребта, где в сходной геолого-структурной обстановке имеется несколько разновозрастных плутонических комплексов. Это Сваранцкий габбро-оливинитовый, Арамаздский габбро-монцитовый, Гехинский, Лернашенский габбро-диорит-гранодиоритовый сложнофациальные, многофазовые массивы. Здесь представлен полный набор габбро-диорит-гранодиоритового комплекса верхний эоцен-нижеолигоценного возраста. К этому комплексу относятся большинство интрузивов Баргушата – Гехинский, Лернашенский, Кавчутский, Дастакертский, Ахлатянский, а также Арвисский, Кошакарский, Гижгетский и Каракертский интрузивы бассейна р.Сисиан. Арвисский массив является частью единого комплекса габбро-гранодиоритовой серии, и поэтому было бы неправильно при определении рудоносности рассматривать этот интрузив вне связи со всей группой интрузивов, развитых на территории бассейна рек Айри, Шенатаг, Агандзу и Гехи. Формационное определение интрузивов бассейна р.Сисиан, без учета данных по другим разновозрастным интрузивам региона, невозможно.

Приведенные в предыдущих главах вещественные признаки различных гранитоидных комплексов способствуют выяснению причин многообразия рудной минерализации, позволяют считать, что с различными разновозрастными магматическими комплексами, а именно – с плутоническими габбро-диорит-гранодиоритовыми и гранит-гранодиоритовыми, а также палеогеновыми и неогеновыми вулканическими комплексами связано оруденение. Кроме того, в регионе развиты также породы комплексов малых интрузий, которые изолированы и независимы от крупных батолитовых интрузий.

Таким образом, в пределах рассматриваемой зоны проявился вулканизм двух возрастов – палеогеновый и неогеновый. Средневерхнеэоценовый вулканизм мантийный, базальтовый, доботолитовый, а средневерхнемиоценовый – коровый, сиалический, андезитодацитовый, послебатолитовый. Базальтовый вулканизм непосредственно предшествует орогенному плутонизму, т.е. он позднегеосинклинальный или раннеорогенный, совпадает с периодом главных складчатых движений, когда замыкался палеогеновый

прогиб и прекращались геосинклинальные условия осадконакопления.

Андезитодацитовый вулканизм орогенный, начало его совпадает с периодом общего, но дифференцированного поднятия и интенсивной эрозии. Вулканы палеогена сопровождаются золото-сурьма-полиметаллическим, медно-мышьяковым, полиметаллическим (с золотом) оруденением (Марджан, Мазмазак, Барцраван). В пределах их локализован также ряд проявлений реальгар-аурипигментового оруденения (нижнее-среднее течение реки Мазмазак).

В пределах зоны проявлен плутонизм, продукты которого слагают два разновозрастных комплекса – верхнеэоцен-нижнеолигоценый (с возрастом 37-41 млн. лет) и нижнемиоценовый (с возрастом 22-25 млн. лет). Аревисский гранитоидный интрузив является поздним членом палеогенового габбро-диорит-гранодиоритового комплекса. Ранние его члены представлены габброидными породами. К нижнемиоценовому гранит-гранодиоритовому комплексу относятся Салвардский интрузив порфириовидных гранодиоритов, другие мелкие тела этого состава, разбросанные вдоль русел рек Шахапонк и Мазмазак. Блоки, ксенолиты и фрагменты кольцевых интрузий Аревисского массива принадлежат к различным формационным типам.

Существует по крайней мере четыре гомодромных ассоциаций или ритмов, сближенных по времени, близких по вещественным основным петрохимическим параметрам. Эти серии в целом характеризуют общую гомодромную направленность эволюции плутонизма восточного склона Загезурского хребта и Баргушата с ранними базитовыми и поздними гранитоидными комплексами. Плутонические три ритма формировались в интервале 35-41 млн. лет (включая дайки позднего этапа), а четвертый ритм в интервале 20-25 млн. лет (включая дайковый комплекс позднего этапа). В промежутках ритмов внедрены дайки. С каждым из плутонических комплексов, относящихся к батолитовой формации орогенного этапа развития альпийских структур, связано эндогенное оруденение определенного формационного типа.

Развитые в пределах Мазмазакского месторождения дайки, мелкие интрузивные тела и малые интрузии несут в себе рудную минерализацию. Взаимоотношение малых интрузий, даек и порфировидных гранитоидов остается пока еще неясным, хотя установлено, что они древнее средневерхнемиоценовых андезитов и залегают под ними и салвардской толщей. Оруденение приурочено к крутопадающим разрывным нарушениям и контактам порфировых даек и малых интрузий, поэтому можно его рассматривать в парагенетической связи с наиболее молодыми из перечисленных малых интрузий и порфировых даек. Вместе с тем не исключена возможность парагенетической связи определенной массы руд с наиболее ранним и более поздним магматизмом.

Так, реальгар-аурипигментовое оруденение, находящееся в этом же рудном поле, так и ртутное оруденение Варданского месторождения пространственно тяготеют к субвулканическим телам андезитодацитов и дацитов верхнего миоцена-плиоцена. Однако реальгар-аурипигментовое оруденение развито также и в вулканических породах среднего эоцена. Реальгар-аурипигментовое оруденение, локализованное в субвулканических телах кайнотипных андезитодацитов и вулканитах среднеэоценового возраста, сопровождается интенсивной аргиллизацией и контролируется трещинами различной ориентировки. Между тем, Салвардское месторождение мышьяка находится в андезитодацитах, которые внедрены в палеотипные базальтовые породы основания Гомшатехского вулкана. В нижнем течении р.Мазмазак мышьяковое оруденение представлено пирит-энаргитовыми жилами, развитыми среди вулканитов среднеэоценового возраста.

К грейзенизированным порфировидным гранитоидам, кварцевым микромонзонит-порфирам и микрогранодиорит-порфирам приурочено молибденовое оруденение. Обломки порфировидных гранодиоритов с молибденитом развиты в эксплозивно-пирокластических образованиях средневерхнемиоценового возраста (правый борт р.Шахапонк в нижнем ее течении).

В эксплозивно-пирокластических породах верхнеэоценового возраста гехакарской толщи локализована основная часть оруденения Марджанского золото-сурьма-полиметаллического место-

рождения. Кварцево-полиметаллические, кварц-пиритовые, кварц-полиметаллы – антимонитовые, сульфоантимонитовые и баритовые руды слагают ранний этап оруденения и развиты также в дайках гранодиорит-порфиров. В рудном поле развита и более поздняя реальгар-аурипигментовая минерализация, приурочиваясь в своей основной массе к их контактам и дайкам риолитовых порфиров, взаимоотношение которых с оруденением не совсем ясно. Залегающие на среднеэоценовой или верхнеэоценовой гехакарской толще кайнотипные эксплозивно-обломочные породы андезитоацитового состава среднемиоценового возраста содержат полиметаллическое оруденение, гидротермально сильно изменены и интенсивно пиритизированы.

Марджанское, Мазмазакское и Барцраванское месторождения значительно удалены от выходов интрузивных массивов: Мазмазакское – на 3, Марджанское – на 6, Барцраванское – на 7 км от ближайшего контакта Аревисского гранитоидного интрузива. Все они локализованы в палеогеновых вулканогенно-обломочных толщах. К самому Аревисскому массиву и, в особенности, его контактам приурочен ряд медно-молибденовых и молибденовых проявлений. На площади Марджан-Мазмазакского рудного поля производные нижнемиоценового плутонизма являются дорудными и пересекаются полиметаллическими жилами.

7.1.4. Соотношение местоскоплений эндогенного оруденения с участками развития метасоматических изменений и пород

На территории бассейна р.Сисиан развиты гидротермальные метасоматиты по крайней мере двух возрастов (палеогенового и неогенового), что устанавливается на многих разрезах третичных вулканических толщ. Так, на левом борту р.Пусак (левого притока р.Айри) на пропилитизированные и интенсивно гидротермально измененные, пиритизированные породы среднего эоцена залегают потоки совершенно свежих андезитоацитовых лав Карабердского вулкана (Дашкала) среднемиоценового возраста. На северо-восточном и восточном склонах г.Шахапонк покровы этих андезитовых

лав полого залегают на гидротермальные метасоматиты (кварциты), которые располагаются в гехакарской вулканогенно-обломочной толще среднеэоценового возраста.

Отмечаются перерывы и в миоценовой гидротермальной или фумарольно-сульфатарной деятельности. На аргиллизиты и вторичные кварциты Гомшатехского миоценового вулкана залегают свежие кайнотипные лавы андезитов (верхняя часть салвардской толщи, пригребневая полоса Зангезурского хребта, между вершинами гор Салвард и Гошатех, юго-западный склон г.Гомшатех). Эти факты позволяют заключить о наличии постэруптивных гидротермальных метасоматитов двух этапов: в миоцене, после формирования Камрчакской эксплозивной обломочной толщи, но до излияния андезитовых лав и после извержения лав в верхнем миоцене. Лавы андезитов салвардской толщи также гидротермально изменены, но менее интенсивно. На водоразделе Зангезурского хребта между вершинами г.г.Гомшатех и Шахапонк в пределах салвардской толщи отмечаются зоны гидротермальных метасоматитов.

Гидротермальное изменение (формаций вторичных кварцитов и аргиллизитов) прослеживается во всем разрезе третичных вулканогенно-осадочных толщ. Горизонтально залегающие верхнеплиоценовые озерные туфогенно-терригенные отложения в долине р.Шахапонк вдоль разрывных нарушений северо-восточного простирания также гидротермально изменены.

Отчетливо проявлено пространственное совмещение разновозрастной рудной минерализации с гидротермальными изменениями различных возрастов, что привело к образованию сложных по составу руд (Марджан-Мазмазакское рудное поле), хотя золото-сурьма-полиметаллические руды в основном размещены в палеогеновых вулканических толщах, пирит-энаргитовые и реальгар-аурипигментовые, кроме того, – и в эксплозивных образованиях и субвулканических телах миоцена.

По порфириовидным гранодиоритам нижнемиоценового Салвардского массива и обнажающимся в ущельях рек Шахапонк и Мазмазак мелким штокам аналогичного состава развиты турмалиновые грейзены и гидротермальная минерализация. Грейзенизиро-

ванные гранитоиды прорываются дацитами неогенового вулкано-генного комплекса, над которыми залегают верхнеплиоценовые гравелитовые псефитовые песчаники. Характерные минералы грейзенов – кварц, мусковит, серицит, турмалин, целестинобарит и гребчатый грубокристаллический кварц. В них местами отмечается минерализация молибдена и вольфрамита.

Интрузивные породы рассматриваемой зоны, как и всего Баргушата, составляют единую петрогенетическую провинцию с Мегринским плутоном. Плутонический мегаритм бассейна р. Сисиан приходится на орогенную стадию развития Армянской складчато-глыбовой области. Этот сложный или "длинный комплекс" [67] пород сопровождается оруденением различных генетических типов и формаций. При этом оруденение проявляется, как правило, в самом конце гомодромного магматического ритма, после гранитоидов последних фаз и даек позднего этапа. В многоритмичных сериях главный этап гидротермального оруденения также наступает лишь в самом конце их эволюции. При изучении сложного плутонического магматизма бассейна р. Сисиан следует иметь в виду, что гранитоидами и порфириовидными дайками завершаются два магматических ритма – третий (верхнеэоцен-нижнеолигоценый) и четвертый (нижнемиоценовый) и, по существу, можно ожидать оруденения после каждого из этих ритмов, т.е. два более или менее независимых значительных этапа гидротермального оруденения. Выводимые из анализа плутонических формаций факты говорят о том, что палеогеновая серия, которая завершается гранитоидами и дайковыми комплексами, также сопровождается самостоятельным оруденением, в том числе медно-молибденовым в контактовой полосе Аревисского интрузива.

7.1.5. Роль эрозионного среза в размещении оруденения

Роль эрозионного среза в размещении оруденения и "необходимость его изучения для прогнозной оценки территорий подчеркивал в своих трудах Ю.А. Билибин [68]. И.П. Кушнарв [69], отмечая, что "...глубинам эрозии мы придаем такое же значение, как магматизму, типу геотектонического развития и струк-

турным факторам (разломам, складкам и их сочетаниям)", предложил методику составления карт эрозионного среза. Прогнозную оценку территории бассейна р.Сисиан невозможно представить без выяснения роли эрозионного среза в размещении оруденения. Речь идет о выяснении не только благоприятствующих образованию месторождений факторах, но и о тех, которые могли уничтожить эти месторождения. Но прежде всего необходимо определить отношение данного эрозионного среза к месторождениям различных возрастных и генетических групп. Роль данного эрозионного среза в выходе на дневную поверхность месторождений различных формационных типов и возраста существенно разная, т.к. положение данного среза совершенно разное по отношению к палеорельефам или т.н. нулевым поверхностям, под которыми подразумевается [69] удаленность поверхности земли в момент образования каждой конкретной возрастной группы месторождений.

На рассматриваемой территории глубина эрозионного среза с севера на юг увеличивается. На севере и в центральной части ее широко развиты миоплиоценовые образования, представленные в виде лавовых потоков, экструзий и субвулканических тел, слагают сравнительно слабо эродированные вулканические аппараты молодого возраста. Эти породы местами перекрывают породы палеогена, тем самым свидетельствуя о небольшой интенсивности не только постмиоценовых, но и постпалеогеновых эрозионных процессов. В южной и в восточной части центра бассейна р.Сисиан выходы гранитоидных интрузий палеогена по вертикали и латерали переходят к миоплиоценовым образованиям, свидетельствуя о значительной эродированности палеогеновых образований. С этим вполне согласуется развитие миоплиоценовых вулканогенно-гидротермальных месторождений и рудопроявлений в северной части рассматриваемой территории, палеогеновых плутогенно-гидротермальных месторождений – на юге и сообщества тех и других – в центральной части.

7.2. Прогнозно-поисковые критерии рудоносности бассейна р.Сисиан и прогноз оруденения

Критерии прогноза оруденения рассматриваемой территории определены на основе установленных закономерностей размещения месторождений в пределах Армянской складчатой зоны с учетом теоретических концепций плутогенно- и вулканогенно-гидротермального рудообразования. Критериями прогноза, в согласии с Д.В. Рундквистом [65, 66], отнесены выдержанные, статистически устойчивые признаки, которые могут быть перенесены из изученных районов с известными месторождениями в другие районы и применены при оценке новых площадей. Они подразделяются на вещественные (петрографические, минералогические, геохимические), временные (абсолютная и относительная хронология), классификационные (генетический тип, формация руд и т.д.), которые могут прямо (непосредственно) или косвенно указать на рудоносность. Прямыми признаками рудоносности являются рудная минерализация, первичные и вторичные ореолы рассеяния полезных компонентов. Косвенными признаками, свидетельствующими о возможной рудоносности рассматриваемой территории, являются гидротермальные изменения пород, аномалии индикаторных для оруденения элементов, геофизические и др. аномалии, ассоциация магматических, метаморфических пород, структура, глубина эрозионного среза и т.д.

В зависимости от формационной принадлежности прогнозируемого оруденения прогнозно-поисковые критерии разные. Другими словами, определения прогнозно-поисковых критериев невозможно представить без многофакторных геолого-генетических моделей прогнозируемых месторождений.

Прямые и косвенные признаки рудоносности вместе со способствующими локализации оруденения факторами легли в основу прогноза территории бассейна р.Сисиан, слагая комплекс прогноза поисковых критериев рудоносности.

По своей значимости, информативности и степени надежности эти критерии для собственно магматических, плутогенно-гидротермальных, вулканогенно-гидротермальных и эксгаляционно-гидротермальных рудных формаций существенно разные. Одни

из них для одной группы рудных формаций служили основанием для выделения перспективных площадей, тогда как для другой группы рудных формаций являются отрицательными признаками или лишь частично детализируют, уточняя контуры перспективных площадей.

7.2.1. Прогнозно-поисковые критерии рудоносности бассейна р.Сисиан

Согласно многофакторным моделям месторождений бассейна р.Сисиан для прогнозной оценки рассматриваемой территории в той или иной степени информативными являются общегеологические и минералого-геохимические критерии, которые целесообразно рассматривать в следующих трех группах: прямые критерии рудоносности, косвенные критерии рудоносности, благоприятные для регенерации и локализации оруденения критерии.

7.2.1.1. Прямые прогнозно-поисковые критерии рудоносности

В бассейне р.Сисиан прямые прогнозно-поисковые критерии рудоносности представлены рудопроявлениями, "точками" рудной минерализации, первичными и вторичными ореолами рассеяния. Некоторые из них представляют собой весьма перспективные рудопроявления (Мазмазак, Барцраван), другие являются лишь корнями или остатками почти полностью эродированных месторождений, третьи – частями различных по размерам и интенсивности рассеянной рудной минерализации. Оценка каждого из этих рудопроявлений, точек минерализации и геохимических аномалий является весьма сложной задачей и требует их всестороннего и детального изучения. Методика оценки первичных ореолов, геохимических аномалий и рудопроявлений в зависимости от их генетического типа разная. Для гидротермальных рудных формаций С.В. Григоряном [71] определен единый ряд зональности элементов-индикаторов. По отношению к абстрактному рудному телу этот ряд выглядит следующим образом: $Ba - (Sb, As, Hg) - Cu - Ca - Ag - Pb - Zn - Au, Cu^{2+} - Bi - Ni - Co - Mo - U - Sn^{2+} - As^{2+} - Be -$ рудное тело. При этом зональность геохимических ореолов по

сравнению с зональностью рудных тел более контрастна. Исходя из этого и учитывая наборы надрудных и подрудных элементов нами сделана попытка в каждом конкретном случае определить, какой из частей гипотетического рудного столба отвечает та или иная аномалия. В соответствии с этим установлено, что некоторые из них представляют определенный интерес, поскольку по комплексу критериев они скорее всего являются надрудными зонами скрытых на глубине рудных тел. Проведенными исследованиями установлено, что в пределах этих рудопроявлений развито сравнительно большее число гипогенных рудно-минеральных ассоциаций (Мазмазак). Они, с одной стороны, свидетельствуют о меньшей эродированности рудного столба, с другой – о том, что там проявился более длительный, растянутый, дифференцированный рудный процесс, характерный для промышленного оруденения.

Обобщенные в главах 4 и в 7.1 данные позволяют заключить, что большинство точек рудной минерализации и геохимических аномалий бассейна р.Сисиан по характеру распределения в них минеральных фаций (по вертикали и в горизонтальном направлении) принадлежит к весьма слабым минералообразовательным процессам, которые привели к образованию всего лишь небольших по масштабам и интенсивности рудопроявлениям или рассеянной рудной минерализации. Это во многом обусловлено небольшими регенерирующими факторами и (или) отсутствием четко проявленных геохимических барьеров. В результате миграция рудоносных растворов привела к значительному удалению их от рудогенерирующих источников и рассеянию рудных элементов в большом объеме пород, тем самым обуславливая образование значительных по размерам слабых геохимических аномалий без образования промышленных концентраций рудного вещества. Вместе с тем, для определенных рудопроявлений характерна отчетливо проявленная вертикальная зональность в распределении рудноминеральных ассоциаций, рудообразующих элементов и элементов-примесей. Так на Мазмазакском рудопроявлении с глубиной возрастает роль полиметаллической минерализации, уменьшается роль реальгар-аурипигментовой минерализации. При этом возрастает роль и других полезных компонентов, что может свидетельствовать о перспектив-

ности глубоких горизонтов рудопроявления в отношении промышленного золотополиметаллического оруденения.

Вторичные ореолы рассеяния являются следующими по информативности прямых прогнозно-поисковых критериев рудоносности. В связи с резким сокращением числа обнажающихся на дневной поверхности сравнительно легко открываемых месторождений непомерно возросла роль вторичных ореолов и потоков рассеяния элементов для прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых. Эти методы дают возможность прогнозировать наличие или отсутствие на глубине оруденения и в целом оценить район в отношении рудоносности. В основе методов исследований по вторичным ореолам лежит то, что каждое рудное вещество находится в термодинамическом равновесии только в той обстановке, в которой оно сформировалось. Любое нарушение этого равновесия приводит к химическим и механическим нарушениям первоначальной геохимической обстановки. Рудное вещество стремится принять форму, которая является более устойчивой в новой геохимической обстановке. При этом происходит механическое и химическое рассеяние ингредиентов рудного вещества, которое таким путем переходит в рыхлые образования, почву, воды, фауну и флору, донные осадки, шлихи, которые, как показал опыт, являются индикаторами аномальных концентраций рудных компонентов в пределах районов оруденения.

Путем использования гидрохимического, почвенно-гидрохимического, металлотрического и биогеохимического методов поисков полезных ископаемых в бассейне р.Сисиан выделены в различной степени перспективные участки в отношении оруденения железа, меди, цинка, марганца, молибдена и мышьяка.

Гидрогеохимический метод позволил выделить такие участки в отношении железа, меди, цинка, марганца, молибдена и мышьяка. Расположены они на юго-западной и северной частях зоны (рис.50).

Почвенно-гидрогеохимический метод позволил в пределах Аревис-Барцраванской зоны выделить четыре участка разной степени перспективности в отношении железа, меди, цинка, марганца и молибдена, которые расположены на северной, центральной, юж-

ной и юго-западной частях зоны. Один из них охватывает значительную часть Марджан-Мазмазакского рудного поля, а остальные расположены в бассейнах рек Веригет-Цацигет, Сисиан и Гижгет (рис.65).

Металлометрический метод является эффективным при правильном выборе горизонта опробования и интерпретации полученных аномалий. Но, как показал анализ полученных результатов, важное значение имеют и геохимический тип ландшафта, класс водной миграции элементов, особенности почвенно-растительного покрова, формы рельефа и геологическое строение района, которые вместе определяют как ландшафтно-геохимические условия района. Учет всех этих факторов дал возможность использовать металлометрический метод поисков полезных ископаемых для выделения участков разных степеней перспективности в отношении меди, цинка, марганца, свинца и молибдена, которые расположены на севере и юго-западе зоны (рис.66).

Весьма информативными для прогнозных целей являются результаты металлометрических исследований, основанные на опробовании автохтонных рыхлых образований. На тех площадях, где было возможным опробование как рыхлых, так и коренных пород, проведено комплексное опробование, включающее оба вида. Участки, перекрытые аллохтонными дальнепринесенными отложениями, соответствующие, главным образом, пойменным частям рек, опробованы путем шлиховой съемки. Сопоставление результатов этих двух типов опробования показывает, что при металлометрической съемке возможно получить сравнительно менее искаженную картину распределения геохимических ореолов. Она позволила выявить слабо проявленные на поверхности и (или) сравнительно небольшие по размерам аномалии путем опробования рудных жил, оруденелых или гидротермально измененных зон, а также определить формы нахождения тех или иных полезных компонентов. Но учитывая, что при металлометрических исследованиях вероятность пропуска оруденения зон тектонических нарушений и (или) гидротермально сильно измененных пород велика из-за того, что они представлены углублениями в рельефе и очень часто перекрыты мощными слоями аллювиально-делювиальных отложений.

Была проведена шлиховая съемка, благодаря которой при сравнительно меньшей плотности сети опробования удалось выявить вторичные ореолы рассеяния, которые всегда имеют несравненно большие размеры, чем первичные ореолы рассеяния.

Биохимический метод исследований, основанный на определении элементов в растениях, предполагает, что при этом коэффициент биологического поглощения остается относительно постоянным. Используя данные по аномальным содержаниям элементов в зоне растений и учитывая ландшафтно-геохимические условия района, был установлен A_x некоторых металлогенически характерных для данного района элементов, на основании чего выделены малоперспективные, умеренно-перспективные и перспективные участки в отношении железа, меди, цинка, марганца и свинца. Они расположены на северо-западном, центральном и юго-западном частях района, а также в бассейнах рек Сисиан и Гижгет (рис.67).

7.2.1.2. Косвенные прогнозно-поисковые критерии рудоносности бассейна р. Сисиан

Эту группу прогнозно-поисковых критериев представляют как вещественные, так и временные, классификационные и другого типа критерии, основанные на определениях геодинамических условий, существовавших в «момент» и после образования прогнозируемого оруденения.

Наиболее информативными и надежными для прогнозных целей являются метасоматические изменения, которые на рассматриваемой территории представлены пневматолитовогидротермальными, гидротермальными и фумарольно-сульфатарными генетическими группами. Они, в свою очередь, подразделяются на формации и фации с определенными минеральными парагенезисами, существенно разными для прогноза гидротермального оруденения. В главе 6 настоящей работы, при описании метасоматических изменений были показаны их взаимоотношения с продуктами эндогенного рудообразования. На прогнозно-металлогенической карте показаны также фации регионального метаморфизма в виде соответствующих изоград. Весь этот комплекс и, в особенности, около-

рудные метасоматиты были использованы в качестве важнейшего косвенного критерия прогноза гидротермального оруденения.

В числе косвенных критериев рудоносности важная роль принадлежит ассоциирующим с оруденением породам, некоторые из которых (точнее слагающая их магма) являются рудогенерирующими (турмалиновые грейзены), другие находятся в парагенетической связи с рудами (т.е. они связаны с рудогенерирующей субстанцией), а третьи – ассоциируют с оруденением, не имея с ним ни генетической, ни парагенетической связи. Среди последних в локализации оруденения важную роль играли как высокопористые и высокопроницаемые, так и плотные и непроницаемые породы. Первые из них служили благоприятными рудовмещающими породами, другие, препятствуя движению рудоносных растворов, выполняли роль экранов или геохимических барьеров, что не менее важно для образования рудных залежей.

Таким образом, многообразие пород является благоприятным фактором для гидротермального рудообразования в целом. Для определенных масштабов и формационных типов гидротермальных месторождений информативны сообщества пород с участием определенных формаций магматических пород. Так, для сравнительно крупных плутоногенно-гидротермальных месторождений Зангезурской рудоносной области высоко информативны ассоциации пород с участием завершенных серий порфиroidных гранодиоритов, для сравнительно небольших по масштабам месторождений – ассоциации пород с участием габбро-диорит-гранодиоритовой серии. При этом сообщества пород с участием неконтрастных, натриевых низкощелочных серий высокоинформативны для медно-молибденовых и золотополиметаллических формаций; ассоциации с участием калий-натриевых, нормальнощелочных, неполных (без габброидов) серий – для меднопорфиroidной, полиметаллической и др. формаций. Информативность сообщества пород с участием неконтрастных магматических серий в отношении гидротермального оруденения во многом определяется интенсивностью проявления близкоодновозрастного или несколько опережающего андезитобазальтового вулканизма.

Для определенных формационных типов вулканогенногидротермальных месторождений высокоинформативны сообщества пород с участием субвулканических и экструзивных тел риолитоиднобазальтоидных комплексов, послегранитоидных даек основного и среднего состава.

Из многофакторных моделей известных на территории бассейна р.Сисиан месторождений и рудопроявлений явствует, что важнейшими составляющими их рудных полей являются дизъюнктивные нарушения и пликативные дислокации, выявленные геологическими, геофизическими, аэровысотными и космическими исследованиями. Они являются фрагментами многочисленных нарушений северо-западного, северо-восточного, широтного и близмеридионального простираний, которые, пересекая рассматриваемую территорию, продолжают далеко за ее пределами. Общая протяженность, ширина, время заложения и активизации этих структур разные. Они играли значительную роль в пространственном размещении продуктов магматизма и рудообразования. Определяя пути движения магматического расплава и рудоносных гидротермальных растворов, зоны разломов и дробления пород, по существу, выполняли роль рудоподводящих каналов и рудолокализирующих структур. Со временем, в результате изменения направленности тектонических напряжений, значение каждой из конкретных систем дизъюнктивных нарушений в локализации оруденения существенно меняется. В условиях растяжений, направленных перпендикулярно простиранию зон разрывных нарушений и разломов, происходит раскрытие полостей и создаются условия для увеличения скорости циркуляции рудоносных растворов. В условиях сжатия происходит обратное, но как в первом, так и во втором случае происходят обратные процессы в системах нарушений противоположных направлений. Поэтому вся совокупность дизъюнктивных дислокаций для весьма значительного промежутка времени выступала в роли благоприятствующего локализации оруденения. Исходя из всего изложенного, высокую степень развития дизъюнктивных нарушений можно рассматривать как положительный критерий высокой потенциальной рудоносности конкретных территорий. Особенно высокой рудоносностью отличаются узловые зоны пересечения

структур самых различных направлений, в пределах которых проявлены также интрузивные, экструзивные, субвулканические тела, дайки, малые интрузии. Структуры эти благоприятствуют не только локализации оруденения, но и определяют разнообразие и интенсивность состава руд. Разновременность заложения структур с одной стороны, активизация ранее заложенных структур – с другой способствовали многократному проявлению магматизма и связанного с ним рудообразования.

На примере месторождений и рудопроявлений бассейна р.Сисиан устанавливается отчетливо проявленная зависимость формационной принадлежности их от глубины эрозионного среза. В соответствии с многофакторными моделями месторождений различных формационных типов определяются следующие для выхода на дневную поверхность наиболее благоприятные глубины эрозионного среза (относительно нулевой поверхности*): месторождения вулканогенногидротермальных рудных формаций, от первых десятков метров до 400-500м; для плутоногенногидротермальных месторождений – 2,5-3км.

Значительная часть исследованной территории, согласно глубинам эрозионного среза, определена общегеологическими методами с учетом гидротермальных метасоматитов, зональности первичных ореолов рассеяния [68-72], благоприятных для выхода на дневную поверхность гидротермального оруденения палеогенового и неогенового возрастов. При этом северная, северо-западная и западная части ее перспективны для вулканогенно-гидротермального оруденения неогенового возраста; восточная, юго-восточная и южная части перспективны для плутоногенно-гидротермального оруденения палеогенового возраста. Вдоль границы этих двух частей исследованной территории выделяется полоса, перспективная для плутоногенно-гидротермального оруденения палеогенового и вулканогенно-гидротермального оруденения неогенового возрастов. Эта, названная нами Аревис-Барцраванской, зона характеризуется наиболее интенсивным эндогенным оруденением, которое,

* Под нулевой поверхностью, согласно И. П. Кушнареву [68], мы подразумеваем поверхность земли в момент образования конкретного месторождения.

кроме моногенномонокронных месторождений, представлено полихронно-полигенными месторождениями.

7.2.2. Прогнозная оценка территории бассейна р.Сиснан

В числе важнейших задач геологических исследований особое место занимает прогнозная оценка территории в отношении рудоносности. Но только после выявления всех обуславливающих промышленное рудообразование факторов и признаков рудоносности можно приступить к прогнозу оруденения. Отвечающий современным требованиям научно обоснованный прогноз должен определить конкретные площади, где вероятность обнаружения интересующего нас промышленного оруденения настолько велика, чтобы их выдвинуть в качестве перспективных для проведения соответствующих поисково-разведочных работ. Другими словами, прогноз оруденения прежде всего подразумевает научно обоснованное предвидение мест возможного залегания месторождений полезных ископаемых.

Прогнозирование месторождений полезных ископаемых представляет собой важнейший научно-прикладной результат геологических исследований и с развитием все больше приобретает характер самостоятельного научного направления со своей территорией и объектами приложения. В связи с этим решающее значение имеет определение факторов, обуславливающих промышленное оруденение конкретных формационных типов, т.е. многофакторное моделирование месторождений различных формационных типов и масштабов. Прогнозирование месторождений определенных рудных формаций является важнейшей частью тех прикладных задач, которые охватывают основанные на комплексных геологических, геохимических и геофизических методах исследования прогнозной оценки конкретной территории. Последняя должна исходить из результатов детального и всестороннего изучения всех признаков рудоносности.

Таким образом, отвечающий современным требованиям научно обоснованный прогноз должен определить контуры тех площадей, в пределах которых вероятность обнаружения промышленного оруденения настолько велика, что их можно выдвигать в ка-

честве перспективных для проведения соответствующих поисково-разведочных работ.

Научно обоснованное предвидение мест залегания предполагаемых месторождений полезных ископаемых в прошлом основывалось, главным образом, на качественных характеристиках, обуславливающих рудообразование факторов. При этом, естественно, можно было говорить только о вероятности (без определения степени ее) выявления оруденения [73,74]. В соответствии с этим А.Д. Щеглов [58] заметил, что "поскольку на современном этапе разработки металлогенического анализа еще не создан "инструмент" научного подхода к оценке региональных прогнозов в цифровом (количественном) выражении и металлогенический анализ на данном уровне развития лишен возможности определения точных масштабов прогнозируемого оруденения, металлогенический прогноз считается подтвердившимся, даже если на перспективной площади выявлены только рудопроявления или небольшие месторождения".

Действительно, интерпретация полученных данных традиционными качественными способами, ввиду чрезвычайно большой роли субъективных представлений исследователей, не удовлетворяет современным требованиям. Кроме того, качественная интерпретация полученной информации чрезвычайно затруднительна, так как с увеличением числа рассматриваемых признаков сложность интерпретации возрастает в геометрической прогрессии [75]. Недостаточно четко или очень слабо проявленные связи между различными критериями и признаками наряду с исключительно большим объемом исходной информации требуют перехода к количественной интерпретации всего комплекса геологических данных. Этому во многом может способствовать высокое качество и точность информации, получаемой благодаря применению в последние годы принципиально новых высокочувствительных приборов и механизмов при проведении различных видов геологических исследований. Основанный на количественной оценке различных критериев рудоносности прогноз оруденения является сравнительно более надежным и, как показывает опыт ряда организаций, для хорошо изученных комплексов геологических, геохимических, геофизических и космических методов районов ошибка распознавания

месторождений составляет 10-30%, а безрудных участков 0-15% [76, 77]. Степень этой локализации в зависимости от особенностей геологического строения и степени изученности прогнозируемых территорий, колеблется в пределах от нескольких единиц до десятков процентов от общей прогнозируемой территории [78,79].

7.2.2.1. Прогнозная оценка рудоносности территории бассейна р.Сисиан на основе качественной оценки прогнозно-поисковых критериев.

Благодаря применению формационного анализа и качественного многофакторного моделирования месторождений стало возможным на металлогенической карте выделить все те участки, где проявлены информативные в отношении того или иного формационного типа оруденения факторы рудообразования и (или) признаки рудоносности.

Параллельной штриховкой одного направления на прогнозной карте показаны дизъюнктивные дислокации, выявленные геологическими исследованиями и путем дешифровки космических снимков. Это, главным образом, разрывные нарушения различных порядков, направлений и протяженности. Среди них прежде всего такие, которые связаны с процессами блоковых перемещений, а также непосредственно сопряженные с процессами пликативных дислокаций и складкообразования (разрывы по складкам, флексурные разрывы внутрiformационных, межформационных пластовых подвижек). В качестве прогнозно-поискового критерия учтены зоны повышенной трещиноватости и дробления, сопровождающие определенные группы структур центрального (кольцевого) типа. Среди последних преобладают сооружения стратовулканов, кальдеры, криптовулканические и другие брахиформные структуры, образование которых, возможно, имело место в результате направленной разрядки энергии из определенных энергогенерирующих центров [80]. Некоторые из кольцевых структур не сопровождаются какими-либо разрывными нарушениями и устанавливаются на основании косвенных (геоморфологических и др.) признаков.

Параллельной штриховкой другого направления показан магматический фактор рудообразования, представленный интрузивными и субвулканическими телами, малыми интрузиями, дайками и их полями.

Благоприятные для локализации оруденения, изверженные и другие породы показаны параллельной штриховкой третьего направления.

Штриховка четвертого направления отражает региональные метасоматиты, а также предрудные, околорудные и пострудные гидротермальноизмененные породы, которые нередко проявлены совместно, поэтому в зависимости от количественных соотношений, слагающих их минеральных новообразований, при помощи индексов подразделены на соответствующие фации и формации.

Ореолы рассеяния (первичные и вторичные), установленные путем металлометрической, геохимической, почвенногеохимической, гидрохимической, биогеохимической и шлиховой съемок, рассмотрены в качестве прямых вещественных признаков рудоносности и на карте показаны в виде ореолов важнейших для рудного района элементов (*Au, Ag, Rb, Zn, Cu, Mo* и др.), показаны ореолы самородного золота, галенита, сфалерита, халькопирита и др. минералов.

Рудные месторождения и рудопроявления показаны на карте прогноза в виде условных знаков, которые отражают масштаб оруденения (размер знака), генетическую группу (внешняя форма знака), состав руд (цвет).

В результате нанесения всех этих критериев на карте оконтуривались ряд типов участков.

I. Участки, где ни один из благоприятствующих оруденению факторов и критериев рудоносности не проявлен. Это неперспективные в отношении оруденения площади.

II. Участки, где проявлен только один из благоприятствующих образованию оруденения факторов (магматический, структурный, литологический, метасоматический и др.). Это малоперспективные в отношении оруденения площади.

III. Участки, где один или несколько из этих факторов сочетаются с первичными или вторичными ореолами рассеяния. Та-

кие участки отнесены к перспективным в отношении эндогенного оруденения площадям.

IV. Участки, где все (или почти все) благоприятствующие рудообразованию факторы проявлены совместно с рудной минерализацией, первичными и вторичными ореолами рассеяния. Они относятся к высокоперспективным в отношении промышленного оруденения площадям, где необходима постановка поисково-разведочных работ. Среди высокоперспективных площадей выделяются такие, которые интересны в отношении: а) вулканогенно-гидротермального оруденения палеогенового возраста; б) плутоногенно-гидротермального оруденения этого же возраста; в) вулканогенно-гидротермального оруденения того же возраста; д) вулканогенно-гидротермального оруденения палеогенового и неогенового возрастов и плутоногенно-гидротермального оруденения палеогенового возраста.

Внутри этих площадей выделяются участки, перспективные для выявления вулканогенно-гидротермальных золото-сурьяно-полиметаллических, плутоногенно-гидротермальных медно-молибденовых, вулканогенно-гидротермальных реальгар-аурипигментовых, редко металлических и др. руд.

Наиболее перспективные для выявления промышленного оруденения площади развиты вдоль Марджан-Мазмазак-Барцраванской зоны, к которой приурочены все известные к настоящему времени более или менее интересные месторождения и рудопроявления золотополиметаллических и др. руд. Заслуживают внимания фланги этих месторождений, где имеются выходы рудовмещающих пород и (или) благоприятных структур с наличием признаков оруденения, требующих постановки поисковых и опробовательских работ с проходкой горных выработок, бурения и геофизической съемки. В пределах этой же зоны, а также автономно от нее выделяются участки, где имеются выходы рудовмещающих пород и (или) благоприятных структур без прямых признаков рудной минерализации, нуждающиеся в постановке поисковых работ с применением геофизических исследований и поверхностных горных выработок.

7.2.2.2. Прогнозная оценка рудоносности территории бассейна р. Сисиан на основе количественной оценки прогнозно-поисковых критериев.

Возможность оценки прогноза цифрами по А.Д. Щеглову [58] при региональном металлогеническом анализе открыла бы широкие перспективы для более правильного и эффективного направления поисковых работ, так как способствовала бы концентрации геологических исследований на наиболее перспективных площадях. Однако, как считает этот исследователь, разработка научных основ количественных оценок региональных металлогенических прогнозов и определения прогнозных запасов в цифровом выражении в настоящее время находится в стадии начальных научных поисков и еще не разработаны способы, позволяющие выявлять конкретные геологические факторы, влияющие на масштабы оруденения. Между тем, переход к поискам все более глубоко залегающих месторождений с нечеткими поисковыми критериями (соответственно высокой стоимости их открытия) придает этой проблеме исключительную актуальность. Успешное решение этой проблемы имеет огромное экономическое значение, ибо оно может способствовать существенному сокращению расходов на открытие подобных месторождений. Это в особенности важно для многих освоенных рудных районов с действующими горнорудными предприятиями, где выходящие на дневную поверхность месторождения уже обнаружены, а расширение разведанных запасов руд является исключительно важной задачей.

При количественном прогнозе наиболее часто применяется метод аналогии, который, на основе теории вероятностей, многомерной математической статистики и тренд-анализа большого числа геологических признаков и характеристик, определяет степень сходства изучаемой территории с такими, где уже установлены месторождения. Задача формулируется следующим образом: в пределах изученной комплексом методов территории, где известны месторождения различных формаций и масштаба, необходимо выделить такие локальные участки, которые по совокупности ряда прогнозно-поисковых критериев идентичны или сходны с участка-

ми развития известных месторождений, и, следовательно, наиболее перспективны в отношении поиска месторождений того же типа. Истолкование комплекса данных на количественной основе для прогнозирования месторождений может иметь только приближенный статистический характер, однако, по сравнению с количественными методами, достоверность прогнозных заключений на количественной основе выше, соответственно меньше ошибочных оценок [75].

При выборе объектов прогнозирования мы основывались на известных в пределах рассматриваемой территории более или менее значительных по масштабам месторождениях, которые относятся, главным образом, к золото-сурьма-полиметаллической формации. Учитывались также промышленные месторождения непосредственно прилегающих к рассматриваемой территории Зангезурского и Вайкского рудных районов и, в частности, месторождения медно-молибденовой, полиметаллической и золотополиметаллической и других рудных формаций.

При выборе признака для прогноза эндогенного оруденения в целом, учитывалась вся совокупность информации, полученной по изученной территории, включая рудные поля месторождений и рудопроявлений, а также общие теоретические концепции эндогенного рудообразования, закономерности локализации оруденения. Среди факторов, определяющих локализацию оруденения, наиболее важными и универсальными являются тектонический, магматический, стратиграфо-литологический и эрозионный срез. В качестве важнейших факторов для прогноза оруденения использованы прямые и косвенные признаки оруденения: первичные и вторичные ореолы рассеяния, установленные путем минералогических, геохимических, почвенно-гидрохимических, гидрохимических, биогеохимических, металлотрических и шлиховых исследований. В зависимости от формационной принадлежности прогнозируемых месторождений информативность одних и тех же признаков меняется от слабо информативной до высоко информативной. Существенно разный также набор необходимых для прогноза признаков.

Количественное описание выбранных одиночных признаков произведено путем решения задач сглаживания полей и разделения аномалий или описания изменчивости полей и их анизотропии. При этом некоторые из исходных данных получены из геологической карты, составленной на формационной основе, а также из металлогенической карты, карт шлиховой, металлометрической, гидрохимической, биогеохимической съемок, на которых показаны месторождения и рудопроявления, геохимические ореолы, первичные и вторичные ореолы рассеяния и др. информация, связанная с оруденением.

Числовая характеристика полей произведена с помощью трансформации и вычислительных операций со значениями поля, попадающими в пределы площадки трансформации (палетки). Полученное значение относится к элементарной ячейке-центру площадки трансформации, затем палетка перемещается в новое положение, и вычислительные операции повторяются, т.е. осуществляется трансформация со скольжением.

Ниже вкратце остановимся на характеристике основных поисково-прогнозных критериев.

Многообразие пород относится к логическим (неметрическим) переменным и является одним из общих геологических критериев, поддающихся цифровому отражению на картах количественной интерпретации геологической информации. Предлагаемая нами карта *многообразия пород* (рис. 67) составлена на основании цифровых данных, полученных путем вычисления разновидностей пород, развитых в пределах площадки трансформации, размеры которой равны 1x1 см. Подсчитывалось число различных по возрасту, происхождению и составу пород (включая метасоматиты). Когда в пределах элементарной ячейки трансформации имелось несколько обособленных контуров пород одного возраста и состава, то они учитывались как одна разновидность. Следующее цифровое значение признака получается путем подсчета разновидностей пород после сдвига площадки трансформации на 1 см.

Составленная таким образом карта (рис. 67) показывает, что участки с наиболее высоким значением многообразия пород характеризуются сложным геологическим строением и в преобладаю-

щем большинстве случаев соответствуют Марджан-Мазмазакской зоне, где развиты два разновозрастных комплекса пород (палеогеновые и неогеновые), представленные как вулканогенными, так и плутоногенными образованиями, а также гидротермальными метасоматитами, грейзенами, малыми интрузиями, дайками.

Выделяемое на основании этого признака сходство или идентичность площадей с рудоносными зонами или рудными полями (Марджан, Мазмазак), на наш взгляд, может рассматриваться как одно из оснований для отнесения этих площадей к потенциально рудоносным, т.е. перспективным в отношении наличия в их пределах промышленного оруденения.

Наибольшие значения многообразия пород образуют полосу, которая протягивается с юго-запада на северо-восток, что близко совпадает с Аревис-Барцраванской или Марджан-Барцраванской зоной, где сосредоточены большинство месторождений и рудопроявлений зоны и почти весь комплекс магматических пород, начиная от гижгетской и камрчакской свит, кончая салвардской и мазмазакской. Здесь выделяются локальные поля максимумов, изометрические и вытянутые в близмеридиональном направлении. В юго-восточной части исследованной территории вырисовываются также поля близширотного простираения с локальными полями максимумов, растянутыми в близширотном направлении. В северо-западной части выделяются вытянутые в северо-восточном направлении аномалии с изометрическими локальными полями максимума многообразия пород. В других частях бассейна р.Сисиан многообразие пород резко падает, отсутствуют локальные поля аномалий, оруденение отсутствует или проявлено слабо. Аномальные поля высокого значения признака, как правило, характеризуются интенсивным проявлением дайкового комплекса и гидротермальных метасоматитов. Все это дает основание считать, что разнообразие пород, выраженное в многообразии их возраста, петрохимического и петрографического состава, является высоко информативным и индикаторным в отношении гидротермального и, в частности, золото-сурьма-полиметаллического оруденения.

На карте многообразия пород локальные поля с максимальной интенсивностью (5 и более градаций) рассматриваемого при-

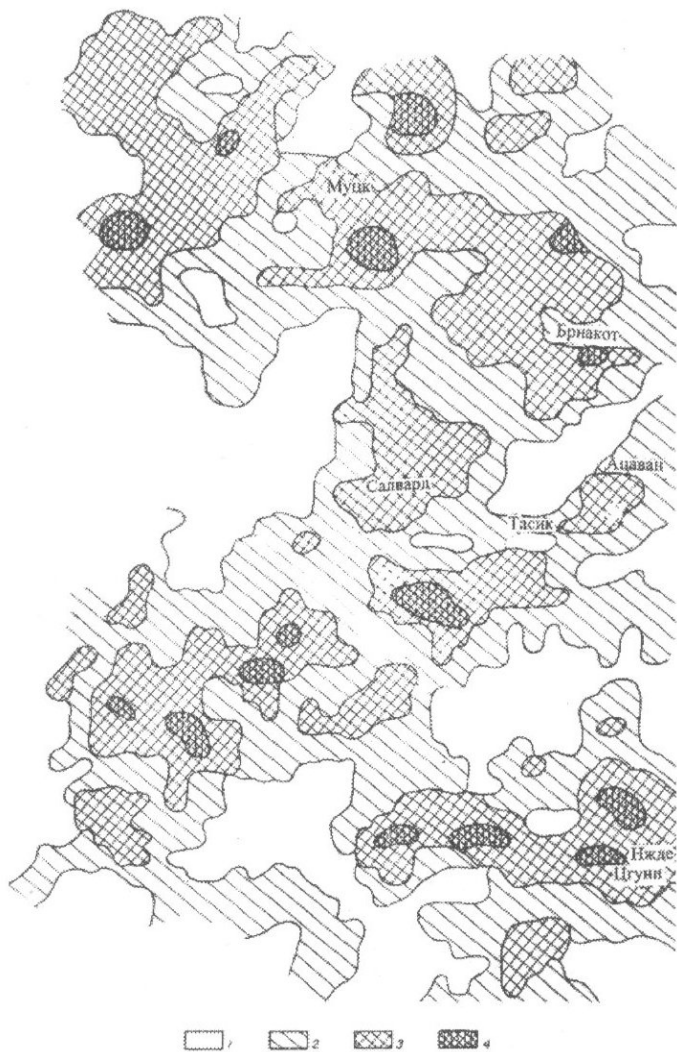


Рис. 67. Карта многообразия пород бассейна р. Сисиан (степень интенсивности).

нака на фоне северо-восточной рудоносной полосы Марджан-Мазмазак-Барцраван приурочиваются к узловым зонам пересечения северо-восточных, близмеридиональных, северо-западных или широтных разрывных структур. Эти участки местами отличаются высокой рудоносностью, что дает основание заключить, что интенсивные поля разнообразия пород являются универсальным и информативным признаком для всей изученной территории и могут быть использованы для прогноза гидротермального оруденения (золото-сурьма-полиметаллическая и др. формации).

В этой связи заслуживают внимания площади повышенного многообразия пород северо-западного-близмеридионального простирания между Марджанским и Мазмазакским участками, а также фрагмент Аревис-Барцраванской зоны, расположенной к северу – северо-западу от Мазмазакского участка.

Напряженность разрывной тектоники (рис.68). Составленная на основании числовой характеристики нашедших свое отражение на геологической карте всех разломов и других дизъюнктивных нарушений, напряженность разрывных нарушений дает количественную характеристику плотности дизъюнктивных нарушений (тектонических, разрывных) на определенной единице площади. Числовое выражение этого признака характеризует как плотность, так и направленность тектонических нарушений в пределах площадки трансформации размером 1х1см и обеспечивается путем определения на этой площадке числа близких или разнонаправленных нарушений, падающих на всей площади трансформации. Составленная на такой основе карта позволяет рассматриваемую территорию дифференцировать на существенно разные в отношении интенсивности развития разрывных нарушений поля, выделить такие, которые по плотности и протяженности нарушений сходны или идентичны с полями, содержащими промышленное оруденение.

Из составленной карты (рис. 68) нетрудно заметить, что поля наиболее интенсивного развития разрывной тектоники в большинстве случаев соответствуют полям развития гидротермального оруденения как вулканогенной, так и плутоногенной генетической групп. В юго-западной части изученной территории вырисовывает-

ся ряд аномальных участков, охватывающих рудные поля Марджанского, Гомшатехского и Мазмазакского рудных полей. К северо-востоку выделяются еще два аномальных участка изометричной формы, которые, охватывая часть рудного поля Барцраванского рудопроявления, вместе с другими аномальными участками слагают вытянутую с северо-востока на юго-запад зону аномальных значений рассматриваемого признака.



1-5 6-10 11-15 16-20 21-25 25-30

Рис. 68. Карта напряженности разрывных нарушений бассейна р.Сисиан (степень интенсивности)

Эта зона, по существу, соответствует Марджан-Барцраванской зоне сравнительно повышенной рудоносности и сравнительно высоких значений многообразия пород. Распределение полей наиболее интенсивных аномалий напряженности разрывных нарушений в определенной степени соответствует также распределению участков интенсивного проявления гидротермальных метасоматитов. В связи с этим правомочным представляется вывод о том, что перспективными в отношении скрытого оруденения являются участки с положительными аномалиями напряженности разрывной тектоники.

Таковыми являются:

- определенные интервалы северо-восточного простирания (северо-восточнее от Марджанского, Мазмазакского, юго-западнее от Барцраванского месторождения), общей протяженностью 4км, шириной 0,5-1,5км;
- проходящая южнее села Аревис зона северо-восточного простирания, протяженностью 2,5-3км;
- зона также северо-восточного простирания, проходящая юго-западнее от сел Нжде и Цгуни, протяженностью 2,5-3км.

Интенсивность развития дайкового комплекса рассматривается в качестве косвенных вещественных признаков потенциальной рудоносности на основании пространственной приуроченности гидротермального оруденения к полям интенсивного развития дайковых комплексов. При этом, если поля с высокой интенсивностью развития дайкового комплекса характеризуются плутоногенно-гидротермальным оруденением, то поля со средней и низкой интенсивностью развития дайкового комплекса характеризуются как вулканогенно-, так и плутоногенно-гидротермальным оруденением.

В отличие от напряженности разрывных нарушений и многообразия пород, интенсивность развития дайкового комплекса, взятая в целом, является сложнопроявленным признаком для прогноза гидротермального оруденения. При использовании этого признака необходимо учитывать рудогенную роль даек разного состава и относительно возраста. Дайки более кислого состава по своей информативности и индикаторности в отношении золото-сурьма-по

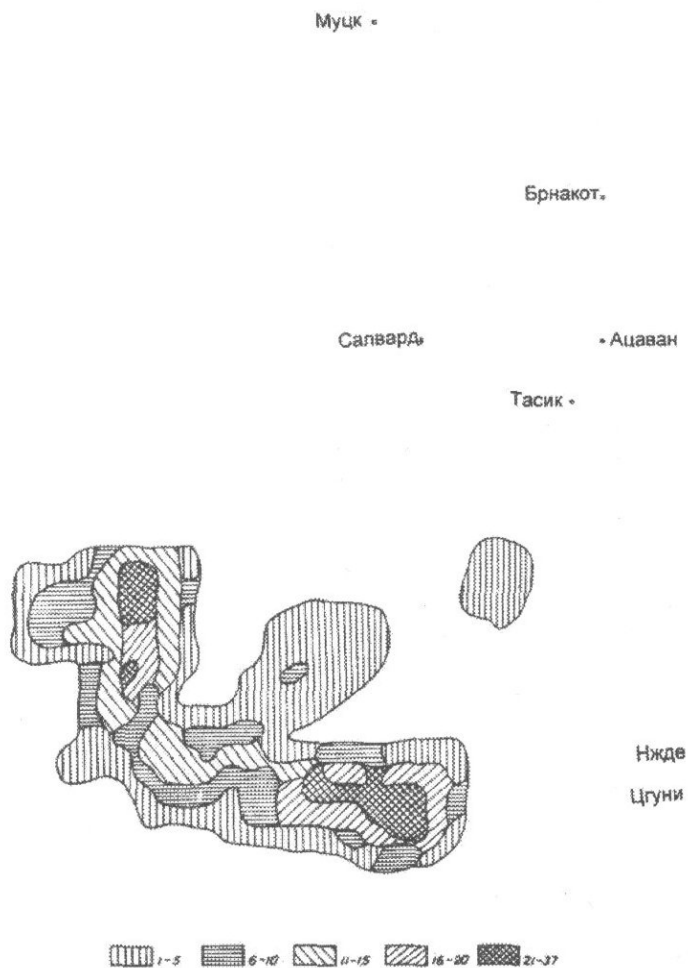


Рис. 69. Карта интенсивности развития дайкового комплекса бассейна р.Сисиан (степень интенсивности)

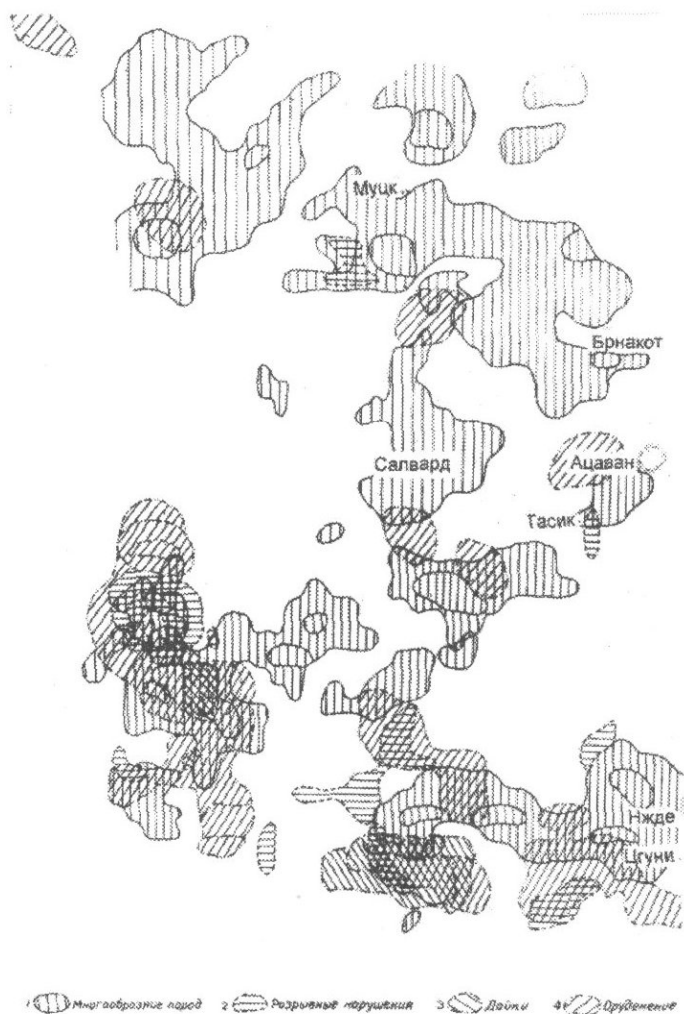


Рис. 70. Карта многообразия пород, напряженности разрывных нарушений, интенсивности развития дайкового комплекса и интенсивности проявления, обнажающегося на дневной поверхности оруденения бассейна р.Сисиан.(степень интенсивности).

лиметаллического оруденения стоят выше и существенно отличаются от даек основного состава, которые проявляют некоторую смешанность по отношению к полям с интенсивным оруденением.

Так, в рудном поле Марджанского и Мазмазакского месторождений участки максимальной интенсивности развития дайкового комплекса, совпадая с участками развития плутоногенно-гидротермального оруденения, пространственно несколько смещены в отношении площадей развития вулканогенного оруденения.

Особенности количественного распределения дайкового комплекса, выявленные на основании количественной интерпретации геологической карты бассейна р.Сисиан (рис.69), показывают, что в пределах рассматриваемой территории по этому признаку выделяются перспективные в отношении гидротермального оруденения площади юго-восточнее и юго-западнее от с. Аревис. Это вытянутые в близширотном и близмеридиональном направлениях локальные площади, местами совпадающие с аномальными участками многообразия пород и напряженности разрывной тектоники (рис.70).

Глубина эрозионного среза составляет одну из важнейших не вещественных косвенных прогнозно-поисковых критериев рудоносности. На основании анализа геологической карты были определены глубины эрозионного среза по отношению к нулевым поверхностям палеогенового (средний верхний эоцен) и неогенового (верхний миоцен-плиоцен) рудообразовательных этапов. На основании цифровой оценки этих величин определены наиболее благоприятные для выхода на дневную поверхность оруденения конкретного возраста и генетической группы. В соответствии с этим в южной, юго-западной и юго-восточной частях изученной территории выделяются перспективные площади для выявления плутоногенно-гидротермального оруденения палеогенового возраста. По этому же признаку в северной и северо-западной частях выделяются перспективные участки для выявления вулканогенно-гидротермального оруденения неогенового возраста. Вдоль Марджан-Мазмазак-Барцраванской зоны выделяются участки, где можно ожидать выявление таких рудоносных площадей, где, возможно, проявились плутоногенно-гидротермальное оруденение палеогенового

и вулканогенно-гидротермальное оруденение палеогенового и вулканогенно-гидротермальное оруденение неогенового возрастов.

В этой зоне, а также к западу, северо-западу и северу от нее на небольшом удалении выделяются поля, перспективные для выявления вулканогенно-гидротермального оруденения палеогенового и неогенового возрастов. Перспективные для полихроннополигенного оруденения эрозионные срезь характеризуются также высокими значениями таких прогнозно-поисковых признаков, какими являются многообразие пород, напряженность разрывной тектоники, интенсивность развития дайкового комплекса [81-90]. При этом, если для оруденения с участием только вулканогенно-гидротермальных руд характерны средние значения интенсивности дайкового комплекса, то для оруденения с участием плутоногенно-гидротермального оруденения характерны максимальные значения дайкового комплекса.

По суммарным данным количественной оценки двух информативных признаков (многообразие пород и напряженность разрывной тектоники выделяется ряд участков изометричной формы, вытянутые вдоль перспективной в отношении оруденения близмеридиональной зоны, протяженностью 5-7км и шириной 1-2,5км. Охватывает она месторождения Марджан, Гомшатех, рудопроявления Мазмазак, Салвард (рис.70).

Заслуживает внимания также расположенный к юго-западу от Барцраванского месторождения участок, где интенсивные поля многообразия пород сочетаются с умеренной напряженностью разрывной тектоники. По суммарным данным количественной оценки трех информативных признаков (многообразие пород, напряженность разрывных нарушений, интенсивность развития дайкового комплекса) в юго-западной части бассейна р.Сисиан выделяются изометрические и вытянутые в близмеридиональном направлении поля, местами совпадающие с площадями развития оруденения (рис.70). Оруденение контролируется полями средних и (или) высоких значений: многообразия пород, разрывной тектоники и дайкового комплекса. Это в особенности касается рудных полей Марджанского и Мазмазакского месторождений, которые характеризуют максимальные значения многообразия пород, напряжен-

ность разрывной тектоники и интенсивность развития дайкового комплекса.

Кроме отмеченных четырех типов прогнозно-поисковых критериев, при прогнозной оценке изученной территории были использованы также результаты изучения первичных и вторичных ореолов и потоков рассеяния. Результаты геохимических съемок, а также шлихового, металлометрического, почвенногидрохимического и гидрохимического исследований вместе с рудопроявлениями и точками рудной минерализации слагают пятый тип прогнозно-поисковых критериев рудоносности. Будучи прямыми вещественными признаками рудоносности, они, однако, могут представлять собой разные части рудного столба, корни уже почти полностью эродированных месторождений или лишь верхние горизонты начинающих обнажаться месторождений. При решении этой задачи в каждом конкретном случае сделана попытка выяснить вопросы зональности как по вертикали, так и по латерали, путем определения особенностей распределения рудных компонентов и элементов-примесей в пределах рудопроявлений и первичных ореолов рассеяния.

На основании учета всех пяти типов прогнозно-поисковых критериев рудоносности в пределах бассейна реки Сисиан выделяются следующие перспективные участки, требующие постановки более детальных комплексных (1:25.000, 1:10.000 и крупнее) исследований и поисково-разведочных работ:

- зона близмеридионального – северо-восточного простирания, шириной 1,5-2км, на северо-западном и северном флангах Мазмазакского месторождения общей протяженностью около 8-9км;

- зона на юго-западном фланге Барцраванского месторождения северо-восточного простирания шириной порядка 1,5-2 км, протяженностью 2,5-3км;

- зона к югу от села Аревис шириной 1-1,5км близширотного простирания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сисианский рудный район охватывает территорию бассейна реки Сисиан, представляющий собой лишь небольшую часть Центрально-Анатолийской – Севано-Зангезур-Иранской палеогеновой вулканической дуги – одной из серий островных дуг зоны перехода Афро-Аравийской платформы к плите океана Мезотетис.

Главные тектоно-магматические процессы, обусловившие образование здесь основных месторождений и рудопроявлений, имели место в среднем-верхнем эоцене (доплутонические лейкобазальтовые или андезитовые вулканические комплексы), в олигоцене-нижнем миоцене (плутонические габбро-гранодиоритовые и гранит-гранодиоритовые серии), в среднем-верхнем миоцене (андезитодацитовые вулканические комплексы).

Для изученной территории и всего Зангезура характерна быстрая смена низкокалиевых толеитовых, известково-щелочных и шошонитовых серий вулканитов, что можно рассматривать в качестве свидетельства о принадлежности этой вулканической дуги к энсиалическим образованиям.

Вулканические образования представлены андезитобазальтовыми, низкокалиевыми толеитовыми, известково-щелочными и субщелочными (Капутджухский среднеэоценовый и Гехакарский верхнеэоценовый комплексы) и андезитодацитовыми известково-щелочными, шошонитовыми (Жамрчакский, Салвардский и Артаванский средне-верхнемиоценовый-нижнеплиоценовый (?) комплексы) сериями.

По петрохимическим характеристикам третичные базальтовые породы сходны с высокоглинистыми базальтами (плаггиобазальтами) андезитобазальтовых серий островных дуг, но отличаются от них пониженным содержанием магния и повышенным содержанием калия. Последнее является главной особенностью третичных базальтов региона по сравнению с однотипными высокоглинистыми базальтами островных дуг. Отсутствие калиевого метасоматоза в вулканогенных толщах третичного возраста дает основание повышенное содержание калия в них объяснить первичной обогащенностью их расплава калием.

Устанавливается почти одновременное проявление вулканических серий пород повышенной щелочности (высококальциевых и шошонитовых) с известково-щелочными и низкокальциевыми толеитовыми сериями в ранней стадии формирования кайнозойской вулканической дуги, что свидетельствует о "нестандартности" эволюции проявленного здесь магматизма и принадлежности этой территории к вулканическим островным дугам приконтинентально-средиземноморского типа, для которых характерен хорошо оформленный гранитометаморфический слой.

По своим петрохимическим особенностям изученная территория отличается от находящихся севернее энсиматических островодужных зон (Сомхето-Карабахской, Аджаро-Триалетской, Северо-Кавказской), в пределах которых, как известно, смена известково-щелочного вулканизма шошонитовым происходит в течение более длительного интервала времени, внутри океана Тетис или в его периферийных частях, характеризующихся слабым развитием континентальной коры или корой переходного типа.

Базальтовые породы бассейна р.Сисиан и всего Зангезура по сравнению с однотипными высокоглиноземистыми базальтами андезитобазальтовых или андезитовых формаций островных дуг и орогенов Камчатки, Курильских и Японских островов отличаются повышенным содержанием глинозема, калия и окиси железа (при равенстве суммы железа), пониженным содержанием закиси железа и магния, содержания титана и натрия примерно равны, коэффициент океаничности (K_1) ниже (содержание магния низкое, калия – высокое). Эти различия, вероятно, являются результатом большей зрелости и континентальности рассматриваемой вулканической зоны как в миоцене, так и в палеогене по сравнению с Курильскими и Японскими островами и Камчаткой.

Известные на рассматриваемой территории интрузивы относятся к двум разновозрастным группам: верхнему эоцену – нижнему олигоцену (37-41млн.лет) и нижнему миоцену (22-25млн.лет). Первая возрастная группа представлена габбро-диорит-гранодиоритовой формацией (Аревисский, Кошакарский, Каракертский и Гижгетский массивы); вторая группа представлена грейзенизированными порфиридовидными гранодиоритами гранит-гранодиорито-

вой формации (Салвардский массив и небольшие выходы между долинами рек Мазмазак и Камрчак).

В интрузивном магматизме доминирует габбро-диорит-гранодиоритовая формация, преобладает гранитоидная группа (кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, кварцевые роговообманковые монцониты), при незначительной роли (менее 5%) габброидов. По сравнению с однотипной ассоциацией пород андезитобазальтовой серии палеогенового возраста они отличаются большей щелочностью.

Петрохимические уклоны габбро-гранитоидной ассоциации и предшествующих толеитовых, известково-щелочных и субщелочных (шошонитовых) вулканических серий палеогена однотипные. Проявлена устойчивая сопряженность вулканических и плутонических пород по общей щелочности, меланократовости, глиноземистости, титанистости, по типу щелочности. Щелочность изменяется в широком интервале – от низкощелочных толеитовых и известково-щелочных до щелочных типа Кумбса, чем они аналогичны толеитовым и известково-щелочным базальтоидным сериям внешних и внутренних островодужных зон Японии.

Большинство интрузивных массивов бассейна р.Сисиан (Аревисский, Кошакарский, Каракертский, Гижгетский) относятся к габбро-гранодиоритовой серии, которая развита также в бассейнах рек Айри, Шенатаг, Гехи.

Блоки-ксенолиты и фрагменты кольцевых интрузий в Аревисском габбро-гранодиоритовом массиве принадлежат к различным, более ранним интрузивным сериям или формационным типам – оливиновым габбро, габбро-норитам, пироксенитам (габбро-пироксенит-оливинитовая серия), роговообманковым и пироксен-роговообманковым габбро, габбро-диоритам (базитовым членам габбро-диорит-гранодиоритовой серии), а также граносиенитам типа Ахлатянского интрузива.

В пределах бассейна р.Сисиан выделяются плутонические породы по крайней мере четырех гомодромных ассоциаций или ритмов (в том числе два реликтовых), близких по времени и вещественным петрохимическим параметрам, характеризующих гомодромную направленность эволюции плутонизма региона с ранними

базитовыми и поздними гранитоидными комплексами. Три ритма плутонических пород (габбро-оливинитовый, габбро-монцонит-сиенитовый и габбро-диорит-гранодиоритовый) формировались в интервале 35–41 млн.лет, а четвертый (гранит-гранодиоритовый, включая дайковый комплекс позднего этапа) – в интервале 22–25 млн.лет.

Интрузивные серии пород раннего этапа характеризуются сложным многоритмичным строением, формировались они в течение почти 20млн.лет в инверсионный и раннеорогенный этап развития альпийских структур.

По комплексу магматических и петрохимических признаков для верхнеэоцен-нижнеолигоценовой габбро-диорит-гранодиорит-гранитовой серии бассейна р.Сисиан и всего Баргушата выявляется довольно близкая аналогия с золотоносными и молибденоносными существенно гранитоидными формациями (по классификации и систематике Э.П.Изоха). Это полифазная, сложная, длинная серия с габбро, завершенная гранитами и лейкогранитами, существенно гранитоидная, неконтрастная, натриевая с низкой общей щелочностью и сближенными содержаниями калия и натрия, с преобладанием гранодиоритов в гранитоидной группе и кварцевых диоритов в базитовой, с развитием низкоглиноземистых гранитов. Калий-натриевый тип щелочности для габбро-диорит-гранодиорит-гранитовой серии и сближенные содержания калия и натрия в гранитоидах являются наиболее характерными и значимо преобладающими для молибденоносных формаций. Отличаются они несколько повышенной щелочностью (средняя против низкой щелочности золотоносных формаций пород) и сближенными содержаниями щелочных металлов (против золотоносных формаций с большой разницей калия и натрия в породах). Многоритмичность (или "протянутость"), сильная дифференцированность ассоциаций плутонитов, относительная малоглубинность, слабая эродированность, многофазность, многоритмичность дают основания плутонические ассоциации региона рассматривать перспективными в отношении рудоносности.

При этом "длинные" плутонические ассоциации, перспективные для "длинных" рядов рудных формаций [67], объединяют

месторождения и рудопроявления железа, меди, молибдена, золота, полиметаллов и др. С каждым из плутонических ритмов связаны месторождения определенных формаций: с габбро-оливинитовой – гистеромагматическая железорудная, с габбро-диорит-гранодиоритовой – скарновая молибденовая с вольфрамом, с гранит-гранодиоритовой – грейзеновая молибденитовая, золотополиметаллическая и др., с гранит-гранодиоритовой – медно-молибденовая.

Для определенных формационных типов гидротермальных месторождений информативными для прогнозных целей являются сообщества пород с участием определенных формаций магматических пород. Для крупных плутоногенно-гидротермальных месторождений высоко информативны ассоциации с участием завершенных серий порфиридных гранодиоритов, для меньшего масштаба месторождений – ассоциации с габбро-гранодиоритовой серией, для медно-молибденовых и золотополиметаллических формаций высоко информативны неконтрастные, натриевые, низкощелочные серии, для меднопорфировой и полиметаллической и др. формаций – ассоциации калий-натриевых, нормально-щелочных, неполных (без габброидов) серий. Перспективность сообщества пород с участием неконтрастных пород магматических серий в отношении гидротермального оруденения находится в положительной корреляционной зависимости с интенсивностью проявления близкоодновозрастного или несколько опережающего андезитобазальтового вулканизма. Для вулканогенно-гидротермального оруденения перспективны сообщества пород с участием субвулканических и экстрезивных тел риолитоидно-базальтоидных комплексов.

В пределах изученной территории широкое развитие имеют продукты регионального метаморфизма гидротермальных изменений, которые являются одним из информативных косвенных критериев рудоносности. Являясь надежной основой для определения глубины эрозионного среза и нулевых уровней для каждого, в том числе предполагаемого этапа оруденения, они тем самым дали возможность оценить степень благоприятности данного уровня эрозионного среза для выявления оруденения на дневной поверхности или на небольших глубинах. Формации регионального метаморфизма имеют отчетливо проявленную вертикальную зональность –

от цеолитовой, пумпеллиит-пренитовой до эпидот-хлоритовой и эпидот-актинолит-альбитовой фаций. Выделяются зоны: с цеолитами (верхние горизонты гижгетской и гехакарской толщ), с пумпеллиит-пренитовой ассоциацией (верхние части гехакарской, капутджухской и гижгетской толщ), актинолитом, клиноцоизитом, альбитом и хлоритом (нижние части палеогенового разреза – нижние горизонты вулканогенно-терригенной гижгетской толщи). Зоны с цеолитами и пумпеллиит-пренитовой ассоциацией соответствуют ломонтит-пренит-кварцевой и пумпеллиит-пренит-кварцевой фации очень низкой ступени, а зоны с относительно высокотемпературными клиноцоизит-актинолитовыми пропилитами соответствуют низкой ступени регионального метаморфизма.

Выделяются три температурные ступени пропилитов. Относительно низкотемпературные и приповерхностные пумпеллиит-пренитовые (пумпеллиит-пренитовая ступень) и хлоритовые пропилиты (эпидот-хлоритовая ступень) сопровождаются интенсивной карбонатизацией. Развита она наиболее широко и охватывает большую часть палеогенового разреза от верхней части гижгетской до гехакарской толщи включительно. Относительно высокотемпературные, малоглубинные клиноцоизит-альбит-актинолитовые пропилиты (эпидот-актинолитовая ступень), обычно с низким содержанием карбоната, развиты в нижней части палеогенового разреза (низы гижгетской толщи).

Гидротермальные метасоматиты (аргиллизиты, вторичные кварциты, березиты и др.) в целом охватывают весь объем рудных полей, характеризуют определенные их части конкретными фациями или их сообществами. Они в виде зон развиты на фоне региональных пропилитов.

Для значительной части рассматриваемой территории характерны полифациальные гидротермальные метасоматиты самых различных размеров (от нескольких квадратных метров до нескольких квадратных километров: Гомшатехский и Нахшункарский аргиллизито-вторичнокварцитовые, Ацаванский и Барцраванский березито-вторичнокварцитовые формации, Марджанский и Мазмазакский березито-аргиллизитовые). Местами соединяясь, они слагают зоны северо-западного (Нахшункар-Гомшатехская зона вто-

ричных кварцитов и аргиллизитов, Марджан-Мазмазакская зона аргиллизитов и гидросерицитовых березитов) или субширотного (Ацаванская и Барцраванская зоны вторичных кварцитов и березитов) простираний. Среди аргиллизитов и вторичных кварцитов выделяются сольфатарные поверхностные и приповерхностные фации, связанные с миоценовым вулканизмом, и т.н. гидротермальные субвулканические фации, связанные с палеогеновым вулканизмом.

Глубина эрозионного среза изученной территории благоприятна для выявления на дневной поверхности или на небольшой глубине продуктов известных здесь двух этапов рудообразовательных процессов. При этом для палеогенового этапа наиболее вероятно обнаружение плутоногенно-гидротермального оруденения, для неогенового этапа – вулканогенно-гидротермального оруденения. В соответствии с этим эрозионный срез здесь выступает как косвенный фактор для прогноза оруденения. Гибабиссальный характер и относительно слабая эродированность плутонических массивов во многом определяют перспективность охваченных ими территорий для гидротермального оруденения. Локализованность наиболее перспективных месторождений региона за пределами интрузивов во вмещающих вулканогенных и вулканогенно-эксплозивных образованиях среднего и верхнего эоцена (гехакарская толща), определяет перспективность значительных территорий, охваченных вулканитами палеогена.

Широко развитые в регионе зоны разломов и других дизъюнктивных дислокаций играли важную рудоконтролирующую роль для гидротермального оруденения. Оно наиболее интенсивно проявлено в узловых зонах пересечения разломов 2-3 и более направлений.

Проявления рудной минерализации в целом являются весьма информативными прямыми признаками потенциальной рудности района. Наиболее важными в этом отношении являются сложные по минеральному составу (многоминеральные) рудопроявления, которые нередко представляют собой верхние части находящегося на глубине оруденения (Мазмазак, Барцраван). Они существенно отличаются от большинства рудопроявлений района как

по рудно-минеральным ассоциациям, так и по типам сопровождающих гидротермальных метасоматитов и геологическому строению. Они обычно пространственно тяготеют к дайковым полям. При этом оруденение, как правило, моложе послегранитных даек позднего этапа, которые размещены как внутри интрузивов, так и за их пределами. Рудные тела нередко приурочены к контактам даек, часто проникают в дайки, которые гидротермально изменены. Это, а также приуроченность оруденения к узлам концентрирования даек, малых интрузивов, разрывных нарушений и гидротермальных метасоматитов аргиллизитовой, березитовой и вторичнокварцитовой формаций, возможно, обусловлено связью основного этапа оруденения с интрузивным магматизмом.

Проявлена горизонтальная зональность в распределении рудопроявлений: с севера и северо-запада на юг и юго-восток происходит смена вулканогенно-гидротермальных рудопроявлений плутоногенно-гидротермальными. В юго-западной части бассейна р.Сисиан расположено Марджан-Мазмазакское рудное поле с преобладающим плутоногенно-гидротермальным оруденением, в северной и северо-западной частях проявлено Варданское месторождение и ряд вулканогенно-гидротермальных рудопроявлений, большинство из которых являются маломинеральными образованиями, не представляющими интереса для выявления на глубине месторождения. Другие представляют собой следы почти полностью эродированных месторождений. Третья группа рудопроявлений представляет собой верхние части скрытых на глубине месторождений. Распознавание этой последней группы является одной из практических задач проведенных исследований.

Систематизации рудопроявлений по отмеченным трем группам во многом способствует изучение как самих рудопроявлений, так и вторичных ореолов и потоков рассеяния. Результаты изучения последних путем применения металлометрических, шлиховых, почвенно-гидрохимических, биогеохимических, гидрохимических, геохимических методов привели к заключению о значительной роли третьей группы рудопроявлений в пределах рассматриваемой территории и, следовательно, значительной перспективности ее в отношении эндогенного оруденения.

На основе полученных данных на прогнозно-металлогенической карте выделены в различной степени перспективные в отношении эндогенного оруденения площади. Дальнейшие поисковые и геологоразведочные работы должны быть сконцентрированы в пределах выделенных высокоперспективных площадей. С самого начала работы над составлением предложенной прогнозно-металлогенической карты стало очевидным, что изученность рассматриваемой территории далеко недостаточна для научно обоснованного прогноза оруденения. Это прежде всего касалось первичных и вторичных ореолов рассеяния руд, гидротермальных и метасоматических изменений пород, возраста магматических и рудных образований, геодинамических условий формирования месторождений, что препятствовало определению прогнозно-поисковых критериев не только ожидаемых (прогнозируемых), но и известных здесь месторождений различных рудно-формационных типов. Недостаточная изученность месторождений также препятствовала моделированию известных здесь месторождений, что, в свою очередь, делает невозможным достоверный прогноз оруденения. Этому, кроме того, препятствовала исключительная неравномерность изученности рассматриваемой территории. Площади рудных полей известных месторождений и рудопроявлений изучены значительно более детально, чем удаленные от них территории. Последний факт, особенно наглядно выраженный на геологической карте района, требует при прогнозной оценке рассматриваемой территории в отношении рудоносности учесть, что отсутствие на геологической карте благоприятных для рудообразования факторов, прямых и косвенных признаков оруденения может быть обусловлено недостаточной изученностью этих территорий и поэтому не может быть достаточным для их браковки. Исходя из этого, можно считать, что положительные оценки территорий являются более обоснованными, чем отрицательные. Последние могут считаться обоснованными, если после проведения более детальных геолого-структурных, петрологических, минералого-геохимических исследований не будут выявлены новые прогнозно-поисковые критерии и признаки оруденения.

Обобщение результатов всех этих исследований должно служить основой для более полного раскрытия закономерностей образования и размещения месторождений эндогенных руд не только в пределах рассматриваемой территории, но и в прилегающих частях Малого Кавказа, определению благоприятствующих рудообразовательным процессам факторов, степени информативности их для каждого формационного типа оруденения, оптимальных сообществ факторов для обоснованного прогноза оруденения. При выделении прогнозно-поисковых критериев необходимо исходить из закономерностей образования и размещения месторождений прогнозируемых формаций.

Еще большее значение следует придавать принципу историчности, т.е. рудоконтролирующие факторы должны быть оценены с учетом их возможной роли в образовании оруденения определенного возраста. Следует учитывать также вариации не только между рудоконтролирующими факторами и оруденением, но и между различными факторами. На основе сопоставления возрастных и латеральных рядов рудных и магматических формаций с данными о геологическом строении района можно подойти к вопросам стереометаллогении, выяснению характера распределения оруденения по вертикали в стратиграфическом разрезе блоков с различными тенденциями перемещения. Полученные данные должны быть учтены: при решении вопросов вероятности обнаружения возникших в разные геологические эпохи месторождений, определении значения эрозионных процессов разных геологических эпох для выхода на поверхность месторождений, роли эрозии в образовании месторождений другого возраста и генезиса.

Основанный на количественной оценке комплекса геологической информации метод прогноза оруденения является рациональным и перспективным, ибо он способствует не только выявлению перспективных площадей и определению направления геолого-разведочных работ, но и стимулирует составление и дальнейшее совершенствование необходимых для достоверного прогноза оруденения геохимических, структурно-формационных, металлогенических и других карт, тем самым предопределяя тот уровень геоло-

гических исследований, который удовлетворяет современным требованиям прикладных проблем геологической науки.

С самого начала работы над составлением предложенной прогнозно-металлогенической карты стало очевидным, что изученность рассматриваемой территории далеко недостаточна для научно обоснованного прогноза оруденения. Это прежде всего касалось первичных и вторичных ореолов рассеяния руд, метаморфическим и метасоматическим изменениям пород, возраста магматических и рудных образований, геодинамических условий формирования месторождений, что препятствовало определению прогнозно-поисковых критериев не только ожидаемых (прогнозируемых), но и известных здесь месторождений различных рудно-формационных типов. Недостаточная изученность месторождений также препятствовала моделированию известных здесь месторождений, что в свою очередь, делает невозможным достоверный прогноз оруденения. Этому, кроме того, препятствовала исключительная неравномерность изученности рассматриваемой территории. Площади рудных полей известных месторождений и рудопроявлений изучены значительно более детально, чем удаленные от них территории. Последний факт, особенно наглядно выраженный на геологической карте района, требует при прогнозной оценке рассматриваемой территории в отношении рудоносности учесть, что отсутствие на геологической карте благоприятных для рудообразования факторов, прямых и косвенных признаков оруденения может быть обусловлено недостаточной изученностью этих территорий и поэтому не может быть достаточным для их браковки. Исходя из этого, можно считать, что положительные оценки территорий являются более обоснованными, чем отрицательные. Последние могут считаться обоснованными, если после проведения более детальных геолого-структурных, петрологических, минералого-геохимических исследований не будут выявлены новые прогнозно-поисковые критерии и признаки оруденения.

Обобщение результатов всех этих исследований должно служить основой для более полного раскрытия закономерностей образования и размещения месторождений эндогенных руд не

только в пределах рассматриваемой территории, но и в прилегающих частях Малого Кавказа, определению благоприятствующих рудообразовательным процессам факторов, степени информативности их для каждого формационного типа оруденения, оптимальных сообществ факторов для обоснованного прогноза оруденения. При выделении прогнозно-поисковых критериев необходимо исходить из закономерностей образования и размещения месторождений прогнозируемых формаций.

Еще большее значение следует придавать принципу историчности, т.е. рудоконтролирующие факторы должны быть оценены с учетом их возможной роли в образовании оруденения определенного возраста. Следует учитывать также вариации не только между рудоконтролирующими факторами и оруденением, но и между различными факторами. На основе сопоставления возрастных и латеральных рядов рудных и магматических формаций с данными о геологическом строении района можно подойти к вопросам стереометаллогении, выяснению характера распределения оруденения по вертикали в стратиграфическом разрезе блоков с различными тенденциями перемещения. Полученные данные должны быть учтены: при решении вопросов вероятности обнаружения возникших в разные геологические эпохи месторождений, определении значения эрозионных процессов разных геологических эпох для выхода на поверхность месторождений, роли эрозии в образовании месторождений другого возраста и генезиса.

Метод прогноза оруденения, основанный на количественной оценке комплекса геологической информации, является рациональным и прагматичным, ибо он способствует не только выявлению перспективных площадей и определению направления геолого-разведочных работ, но и стимулирует составление и дальнейшее совершенствование необходимых для достоверного прогноза оруденения геохимических, структурно-формационных, металлогенических и других карт, тем самым предопределяя тот уровень геологических исследований, который удовлетворяет современным требованиям прикладных проблем геологической науки.

Միսիան գետի ավազանի տարածքը Հայկական լեռնաշխարհ-Սևան-Չանգեզուր-Իրանական պալեոգենյան հրաբխային աղեղի ոչ մեծ մասն է ներկայացնում: Այն կազմում է անցման գոտու կղզային աղեղների մի սերիա Աֆրո-Արաբական պլատֆորմի և Սեզոթետիսի օվկիանոսային սալի միջև:

Գլխավոր տեկտոնամագմատիկ պրոցեսները, որոնք այստեղ պայմանավորել են հիմնական հանքավայրերի և հանքային երևակումների առաջացումը, տեղի են ունեցել միջին-վերին էոցենում (մինչպլուտոնիկ լեյկոբազալտային կամ անդեզիտային հրաբխային համալիրներ), օլիգոցեն-ստորին միոցենում (պլուտոնիկ գաբրո-գրանոդիորիտային և գրանիտ-գրանոդիորիտային սերիաներ), միջին-վերին միոցենում (անդեզիտա-դացիտային համալիրներ):

Հետագոտվող տարածքի և ամբողջ Չանգեզուրի համար բնորոշ է ցածր կալիումային տոլեիտային, կրա-ալկալային և շոշոնիտային հրաբխային սերիաների արագ հաջորդափոխում, որը կարելի է դիտարկել որպես ապացույց այս հրաբխային աղեղի էնսիալիկ առաջացումներին պատկանելը:

Հրաբխային առաջացումները ներկայացնում են անդեզիտա-բազալտային, ցածր կալիումային տոլեիտային, կրա-ալկալային և ենթալկալային (Կապուտջուղի միջին էոցենյան և Գեղաքարի վերին էոցենյան համալիրներ) և անդեզիտա-դացիտային կրա-ալկալային, շոշոնիտային (Կամրջակի, Մավարդի և Արտավանի միջին-վերին միոցեն-ստորին պլիոցենյան (?) համալիրներ) սերիաներ:

Երրորդականի բազալտային ապարները պետրոքիմիական բնութագրիչներով նման են կղզաղեղային անդեզիտա-բազալտային սերիաների բարձր կավահողային բազալտներին (պլագիորաբազալտներին), սակայն նրանցից տարբերվում են մագնեզիումի ցածր և կալիումի բարձր պարունակությամբ: Վերջինս տարածքի երրորդականի բազալտների գլխավոր առանձնահատկությունն է համեմատած կղզային աղեղների մմանատիպ բարձր կավահողային բազալտների հետ: Հրաբխային հաստվածքներում կալիումային

մետաստմատոզի բացակայությունը հիմք է տալիս բացատրելու կալիումի բարձր պարունակությունը առաջնային հալոցքներում:

Համարյա միաժամանակ են դրսևորվում բարձրացված ալկալիականության ապարների հրաբխային սերիաները (բարձր կալիումային և շոշոնիտային) կրա-ալկալային և ցածր ալկալային տոլեիտային սերիաների հետ կայնոզոյան հրաբխային աղեղի ձևավորման վաղ փուլում, որը վկայում է այստեղ դրսևորվող մագմատիզմի էվոյուցիայի, ոչ ստանդարտ լինելու մասին և այս տարածքի պատկանելիությունը մերձմայրցամաքային-միջերկրածովյա տիպի հրաբխային կղզային աղեղներից պատկանելու մասին, որոնք բնորոշվում են լավ ձևավորված գրանիտամետամորֆային շերտով:

Չանգեզուրի տարածքը պետրոքիմիական առանձնահատկություններով տարբերվում է ավելի հյուսիս գտնվող Էնսիմատիկ կղզաղեղային գոտիներից (Վիրահայոց-Ղարաբաղի, Աջարա-Թռի-ալեթյան, Հյուսիս-Կովկասյան), որոնց սահմաններում, ինչպես հայտնի է, կրա-ալկալային հրաբխականության հաջորդափոխումը շոշոնիտայինով տեղի է ունենում ավելի երկարատև ժամանակամիջոցում Թեոխ օվկիանոսի մեջ կամ նրա եզրային մասերում, որոնք բնորոշվում են մայրցամաքային կեղևի թույլ զարգացվածությամբ կամ անցումային տիպի կեղևով:

Միսիան գետի ավազանի և ամբողջ Չանգեզուրի բազալտային ապարները կղզային աղեղների, Կամչատկայի, Կուրիլյան և Ճապոնական կղզիների օրոգենների անդեզիտա-բազալտային և անդեզիտային ֆորմացիաների նմանատիպ բարձր կավահողային բազալտների համեմատությամբ, տարբերվում են կավահողի, կալիումի և երկաթի օքսիդի բարձր պարունակությամբ (գումարային երկաթի հավասարության դեպքում), երկաթի ենթօքսիդի և մագնեզիումի ցածր պարունակությամբ, ախտանի և նատրիումի պարունակությունները մոտավորապես հավասար են, օվկիանոսայնության գործակիցը (K1) ցածր է (այսինքն մագնեզիումի պարունակությունը ցածր է, իսկ կալիումինը՝ բարձր): Այս տարբերությունները հավանաբար արդյունք են Չանգեզուրի պալեոգենյան և հրաբխային գոտու առավել բարձր հասունության և կոնտինենտալության, ինչպես միոցենում, այնպես և պալեոգենում, համեմատած Կուրիլյան և Ճապոնական կղզիների ու Կամչատկայի:

Տարածքի հայտնի ինտրուզիվները պատկանում են տարահասակ երկու խմբերի՝ վերին էոցեն-ստորին օլիգոցենի (41-37 մլն տարի) և ստորին միոցենի (25-22մլն տարի): Հասակային առաջին խումբը ներկայացված է գաբրո-դիորիտ-գրանոդիորիդային ֆորմացիայով (Արևիսի, Կոշաքարի, Քարակերտի և Գիժգետի զանգվածներ), իսկ երկրորդը՝ պորֆիրանման գրանիտ-գրանոդիորիտային ֆորմացիայի սովորաբար գրեյզենացված ապարներով (Սավվարդի զանգված և պորֆիրանման գրանիտոիդներ) ու ոչ մեծ ելքեր Մազմազակ և Կամրջակ գետերի միջև:

Պլուտոնիկ ապարների ասոցիացիայում գերակշռում է գաբրո-դիորիտ-գրանոդիորիտային ֆորմացիան: Այս ֆորմացիայում առավել տարածված են գրանիտոիդային խմբի ապարները՝ քվարցային դիորիտներ, գրանոդիորիտներ, ադամելիտներ, քվարցային ամֆիբոլային մոնոցոնիտներ կամ քվացային մոնոցոդիորիտներ, իսկ գաբրոիդների դերն աննշան է (5%-ից քիչ): Պալեոգենի հասակի անդեզիտա-բազալտային սերիայի նմանատիպ ապարներից դրանք տարբերվում են ավելի բարձր ալկալիակաևությամբ:

Գաբրո-գրանիտոիդային պլուտոնիկ ասոցիացիայի և նախորդող տոլեիտային, կրա-ալկալային և ենթալկալային պալեոգենյան հրաբխային սերիաների պետրոքիմիական հսկումները միատիպ են: Դրսևորվում է հրաբխային և պլուտոնիկ ասոցիացիայի ապարների կայուն լծորդում ընդհանուր ալկալիակաևությամբ, մելանսկրատայնությամբ, կավահողայնությամբ, տիտանայնությամբ և ալկալիակաևության տիպով: Ընդհանուր ալկալիակաևությունը փոխվում է լայն միջակայքում՝ ցածր ալկալային տոլեիտայինից և կրա-ալկալայինից մինչև Կումբսի տիպի ալկալայինի: Սրանով նրանք համանման են Ճապոնիայի արտաքին և ներքին կղզադեղային գոտիների տոլետային և կրա-ալկալային բազալտային սերիաներին:

Արևիսի գաբրո-գրանիտոիդային զանգվածի օղակաձև ինտրուզիայի ֆրագմենտները և բլոկ-քսենոլիտները պատկանում են իտրուզիվ ավելի վաղ ֆորմացիոն տիպերին՝ գաբրո-պիրոքսենիտ-օլիվինիտային (օլիվինային գաբրոներ, գաբրո-նորիտներ, պիրոքսենիտներ), գաբրո-մոնոցոնիտ-սիենիտային (օրթոկլազային գաբրոներ, գաբրո-մոնոցոնիտներ, մոնոցոնիտներ, մոնոցոսիենիտներ), գաբրո-դիորիտ-գրանոդիորիտային ֆորմացիայի բազիտային ապար-

ներին (ամֆիբոլային և պիրոքսեն-ամֆիբոլային գաբրոներ), ինչպես նաև Ախլաթյանի տիպի ինտրուզիվ զանգվածի պորֆիրանման գրանոսիենիտներին:

Միսիանի ավազանում առանձնացվում են պլուտոնիկ ապարների չորս տիպի հոմոդրոմ ասոցիացիաներ կամ ռիթմեր, այդ թվում երկու ռելիկտային, որոնք մոտ են ժամանակի մեջ և նյութական կազմի պետրոքիմիական պարամետրերով, որոնք բնորոշում են տարածքի պլուտոնիզմի էվոլյուցիայի հոմոդրոմ ուղղվածություները սկսած վաղ գաբրոային և վերջացած ուշ գրանիտոիդային համալիրներով: Պլուտոնիկ ապարների երեք ռիթմերը՝ գաբրո-օլիվինիտային, գաբրո-մոնցոնիտ-սիենիտային և գաբրո-դիորիտ-գրանոդիորիտային, առաջացել են 41-35մլն տարիների ընթացքում, իսկ չորրորդը՝ պորֆիրանման գրանիտ-գրանոդիորիտայինը, ներառյալ ուշ փուլի դայկլային համալիրը, 25-22մլն տարիների ընթացքում:

Վաղ էտապի ինտրուզիվ ֆորմացիաները (սերիաները) բնորոշվում են բարդ բազմառիթմային կառուցվածքով, ձևավորվել են ավելի քան 20մլն տարիների ընթացքում ալպյան ստրուկտուրաների զարգացման ինվերսիոն և վաղ օրոգենյան փուլում:

Մազմատիկ և պետրոքիմիական հատկանիշների համալիրով Միսիանի ավազանի և ամբողջ Բարգուշատի վերին էոցեն-ստորին օլիգոցենի գաբրո-դիորիտ-գրանոդիորիտ-գրանիտային սերիայի համար բացահայտվում է բավական մոտ համանմանություն ոսկեբեր և մոլիբդենաբեր բուն գրանիտոիդային ֆորմացիաների համար (ըստ Է.Պ.Իզոխի դասակարգման): Սա բազմաֆազ, բարդ երկար սերիա է գաբրոներով, ավարտված, գրանիտներով և լեյկո-գրանիտներով, բուն գրանիտոիդային, ոչ կոնտրաստ նատրիումային, ցածր ընդհանուր արկալիականությամբ, կալիումի և նատրիումի մոտ պարունակություններով, գրանոդիորիտների գերակշռությամբ գրանիտոիդային խբում և բազիտային խմբում քվարցային դիորիտների, ինչպես նաև ցածր կավահողային գրանիտների զարգացումով: Կալիում-նատրիում արկալիականությունը գաբրո-դիորիտ-գրանոդիորիտ-գրանիտային սերիայի համար, կալիումի և նատրիումի մոտ պարունակություններ գրանիտոիդներում առավել բնորոշ են մոլիբդենաբեր ֆորմացիաների համար: Տարբերվում են փոքր ինչ բարձր արկալիականությամբ (միջին, ոսկեբեր ֆորմացիաների ապարների ցածր արկալիականության հակառակ) և արկա-

լիական մետաղների մոտ պարունակություններով (կալիումի և նատրիումի մեծ տարբերությամբ ապարներում ոսկեբեր ֆորմացիաներին հակառակ): Պլուտոնիկ ապարների ասոցիացիայի բազմառիթմությունը կամ ձգվածությունը, ուժեղ դիֆերեցվածությունը, հարաբերական փոքր խորքայնությունը, թույլ հողմնահարվածությունը (տոզացվածությունը), բազմափուլայնությունը հիմք են տալիս պլուտոնիտների ասոցիացիան դիտարկել հեռանկարային հանքաբերության համար:

Երկաթե պլուտոնիկ ասոցիացիաները, որոնք հեռանկարային են հանքային, երկաթե ֆորմացիաների համար միավորում են երկաթի, պղնձի, մոլիբդենի բազմամետաղների, ոսկու և այլ մետաղների հանքավայրեր և հանքերակումներ: Պլուտոնիկ ապարների յուրաքանչյուր ռիթմի հետ կապված են որոշակի ֆորմացիայի հանքավայրեր՝ գաբրո-օլիվինիտայինի հետ հիստերոմազմատիկ երկաթահանքային, գաբրո-դիորիտ-գրանոդիորիտայինի հետ սկառնային մոլիբդենային վոլֆրամով, ոսկի-բազմամետաղային, պորֆիրանման գրանիտ-գրանոդիորիտայինի հետ պղինձ-մոլիբդենային, գրեյզենային մոլիբդենիտային վոլֆրամով:

Հիդրոթերմալ հանքավայրերի որոշակի ֆորմացիոն տիպերի կանխատեսումային նպատակների համար ինֆորմատիվ են ապարների համակցություններ (ժողովածուներ) որոշակի ֆորմացիաների մագմատիկ ապարների մասնակցությամբ: Պլուտոնոգեն-հիդրոթերմալ խոշոր հանքավայրերի համար բարձր ինֆորմատիվ են ասոցիացիաներ պորֆիրանման գրանոդիորիտների ավարտուն սերիաների մասնակցությամբ, իսկ ավելի փոքր մասշտաբի հանքավայրերի համար՝ ասոցիացիաներ գաբրո-գրանոդիորիտային սերիաներով, պղինձ-մոլիբդենային և բազմամետաղային ֆորմացիաների համար ինֆորմատիվ են ոչ կոնտրաստ նատրիումային, ցածր ալկալային սերիաները, պղինձ-պորֆիրային, բազմամետաղային և այլ ֆորմացիաների համար՝ կալիում-նատրիումային, նորմալալկալային, ոչ լրիվ (առանց գաբրոիդների) սերիաների ասոցիացիաները: Հեռանկարայնությունը ոչ կոնտրաստ մագմատիկ ապարների մասնակցությամբ հիդրոթերմալ հանքայնացման համար գտնվում է կորելացիոն դրական կախվածության մեջ մոտ միաժամանակյա կամ մի քիչ առաջանցիկ անդեզիտա-բազալտային հրաբխականության ինտենսիվության հետ: Հրաբխածին-հիդ-

րոթերմալ հանքայնացման համար հեռանկարային են ապարների համակցություններ ռիոլիտոիդային-բազալտոիդային համալիրների ենթահրաբխային և էքստրուզիվ մարմինների մասնակցությամբ:

Տարածքի սահմաններում լայն տարածում ունեն ռեզիոնալ մետամորֆիզմի հիդրոթերմալ փոփոխությունների արդյունքները (վերջանյութերը), որոնք հանքաբերության անուղղակի ինֆորմատիվ չափանիշներից են: Լինելով հուսալի հիմք որոշելու համար էրոզիոն կտվածքի խորությունը և գրոյական մակարդակների հանքայնացման յուրաքանչյուր տիպի համար այդ թվում նաև հանքայնացման ենթադրյալ փուլի համար, նրանք իսկապես հնարավորություն տվեցին գնահատելու էրոզիոն կտրվածքի տվյալ մակարդակի նպատակահարմարության աստիճանը վերերկրյա մակերևույթի կամ ոչ մեծ խորությունների վրա հանքայնացման հայտնաբերման համար: Ռեզիոնալ մետամորֆիզմի ֆորմացիաներն ունեն հստակ արտահայտված ուղղաձիգ գոտիականություն ցեոլիտայինից, պումպելիիտայինից մինչև էպիդոտ-քլորիտային և էպիդոտ-ակտինոլիտ-ալբիտային ֆորմացիաները: Առանձնացվում են գոտիներ ցեոլիտներով (Գիժգետի և Գեղաքարի հաստվածքների վերին հորիզոնները), պումպելիտ-պրենիտային ասոցիացիայով (Գեղասարի, Կապուտջուղի և Գիժգետի հաստվածքների վերին մասերը), ակտինոլիտով, կլինոցոիզիտով, ալբիտով և քլորիտով (պալեոգենի կտրվածքի ստորին մասերը (Գիժգետի տերիգենտուֆածին հաստվածքի ստորին հորիզոնները): Յեոլիտներով և պումպելիտ-պրենիտային ասոցիացիաներով զոնաները համապատասխանում են լոնոնտիտ-պրենիտ-քվարցային և պումպելիտ-պրենիտ-քվարցային շատ ցածր աստիճանի ֆացիաներին, իսկ համեմատաբար բարձր ջերմաստիճանային կլինոցոիզիտ-ակտինոլիտային ասոցիացիաները համապատասխանում են ռեզիոնալ մետամորֆիզմի ցածր աստիճանին:

Առանձնացվում են պրոպիլիտների երեք ջերմաստիճանային աստիճաններ: Համեմատաբար ցածր ջերմաստիճանային, մերձմակերևութային պումպելիտ-պրենիտային (պումպելիտ-պրենիտային աստիճան) և էպիդոտ-քլորիտային պրոպիլիտներ (էպիդոտ-քլորիտային աստիճան), որոնք ուղեկցվում են ինտենսիվ կարբոնատացումով: Ունեն լայն տարածում և ընդգրկում են պալեոգենի կտրվածքի մեծ մասը, Գիժգետի տուֆածին-տերրիգեն

հաստվածքի վերին մասերից մինչև Գեղաքարի հրաբխանստվածքային հաստվածքը ներառյալ: Համեմատաբար փոքր խորությունների բարձր ջերմաստիճանային կլինոցոդիզիտ-ալբիտ-ակտինոլիտային պրոպիլիտները (էպիդոտ-ակտինոլիտային աստիճան)՝ կարբոնատների սովորաբար ցածր պարունակությամբ տարածված են Գիժգետի հաստվածքի ստորին մասերում:

Թթվային տարրավազման ստադիայի հիդրոթերմալ մետամատիտները՝ արգիլիզիտները, երկրորդային քվարցիտները, բերեզիտները ընդգրկում են հանքային դաշտերի ամբողջ ծավալը: Նրանք համեմատաբար նեղ գոտիների տեսքով զարգացած են ռեզիոնալ պրոպիլիտների ֆոնի վրա:

Տարածքի նշանակալի մասի համար բնորոշ են բազմափուլային հիդրոթերմալ մետամատիտներ ամենատարբեր չափերի, մի քանի քառակուսի մետրից մինչև մի քանի քառակուսի կիլոմետր՝ Գոմշատեղի և Նախշունքարի երկրորդային քվարցիտնե-օպալիտների, արգիլիզիտների, Հացավանի և Բարձրավանի երկրորդային քվարցիտների, բերեզիտների, Մարջանի և Մազմազակի բերեզիտների, արգիլիզիտների ֆորմացիաները: Հանքային դաշտի որոշ տեղամասեր միանալով կազմում են հյուսիսարևմտյան տարածման գոտիներ՝ Մարջան-Մազմազակի արգիլիզիտների և հիդրոսերիցիտային բերեզիտների կամ մերձհասարակածային տարածման գոտիներ՝ Բարձրավան-Հացավանի երկրորդային քվարցիտների և բերեզիտների: Արգիլիզիտների և երկրորդային քվարցիտների ֆորմացիաների մեջ առանձնացվում են վերերկրյա մակերևութային և մերձմակերևութային սուֆատարային ֆացիաներ միոցենի հրաբխականության հետ կապված և այսպես կոչված ենթահրաբխային հիդրոթերմալ ֆացիաներ պալեոզենի հրաբխականության հետ կապված:

Տարածքի էռոզիոն կտրվածքի խորությունը նպաստավոր է հայտնաբերելու համար հանքառաջացման երկու փուլի պրոցեսների արդյունքները Երկրի մակերևույթի կամ ոչ մեծ խորության վրա: Ըստ որում, պալեոզենի փուլի համար առավել հավանական է պլուտոնոզեն-հիդրոթերմալ հանքայնացման, իսկ նեոզենի էտապի համար հրաբխածին հիդրոթերմալ հանքայնացման հայտնաբերումը: Էրոզիոն կտրվածքն այստեղ հանդես է գալիս որպես անուղղակի գործոն հանքայնացման կանխատեսման համար: Պլուտոնիկ

զանգվածների հիպարխսալ բնույթը և համեմատաբար թույլ հողմ-նահարվածությունը (էռոզացվածությունը) որոշում են տարածքների հեռանկարայնությունը հիդրոթերմալ հանքայնացման հայտնաբերման համար: Առավել հեռանկարային հանքավայրերի տեղայնացումը ինտրուզիվների սահմաններից դուրս միջին և վերին էոցենի հրաբխածին և հրաբխանստվաքային առաջացումներով (Գեղաքարի հաստվածք) որոշում է պալեոգենի հրաբխային ապարազանգվածներով ընգրկված նշանակալի տարածքների հեռանկարայնությունը:

Միսիանի ավազանում լայնորեն զարգացած տեկտոնական խախտումների գոտիները կարևոր հանքվերահսկիչ դեր են խաղացել հիդրոթերմալ հանքայնացման համար: Այն առավել ինտենսիվ դրսևորվել է տեկտոնական խախտումների 2-3 և ավելի ուղղությունների հատման հանգուցային գոտիներում:

Հանքային երևակումները շատ ինֆորմատիվ ուղղակի հատկանիշներ են պոտենցիալ հանքաբերության համար: Այս տեսակետից առավել կարևոր են բարդ միներալային կազմով (բազմամիներալային) հանքային երևակումները, որոնք հաճախ իրենցից ներկայացնում են վերին մասերը խորքում գտնվող հանքայնացման (Մազմազակ, Բարձրավան): Սրանք էապես տարբերվում են շրջանի հանքային երևակումների մեծամասնությունից ինչպես հանքային միներալային ասոցիացիաներով, այնպես և ուղեկցող հիդրոթերմալ մետասոմատիտներով ու երկրաբանական կառուցվածքով: Նրանք սովորաբար տարածականորեն հարում են դայկաների զարգացման դաշտերին: Հանքայնացումը որպես կանոն ավելի երիտասարդ է, ետգրանիտային ուշ էտապի դայկաներով, որոնք տեղադրված են ինչպես ինտրուզիվ զանգվածների մեջ, այնպես և նրանց սահմաններից դուրս. հանքային մարմինները հաճախ հատում են դայկաների կոնտակտներին, թափանցում են նրանց մեջ, որոնք հաճախ հիդրոթերմալ փոփոխված են: Սա ինչպես նաև հանքայնացման հարումը դայկաների և փոքր ինտրուզիվների կոնցենտրացման դաշտերին, տեկտոնական խախտումներին և հիդրոթերմալ մետասոմատիտներին՝ արգիլիզիտներին, բերեզիտներին և երկրորդային քվարցիտներին, հավանաբար պայմանավորված է հանքայնացման հիմնական փուլի կապով ինտրուզիվ մազմատիզմի հետ:

Հանքային երևակումների տեղաբաշխման մեջ դրսևորվում է հորիզոնական գոտիականություն: Հյուսիսից և հյուսիս-արևմուտքից դեպի հարավ և հարավ-արևելք տեղի է ունենում հրաբխածին-հիդրոթերմալ հանքային երևակումների հաջորդափոխումը պլուտոնագեն-հիդրոթերմալ հանքային երևակումներով: Միսիանի ավազանի հարավ-արևմուտքում տեղադրված է Մարջան-Մագմազակի հանքային դաշտը՝ գերակշիռ պլուտոնոգեն-հիդրոթերմալ հանքայնացումով, իսկ հյուսիսում և հյուսիս-արևմուտքում տեղադրված է Վարդանի հանքավայրը և մի շարք հրաբխածին-հիդրոթերմալ հանքային երևակումներ, որոնցից մեծ մասը քիչ միներալային առաջացումներ են և հետաքրքրություն չեն ներկայացնում երկրակեղևի տարբեր խորություններում հանքավայրեր հայտնաբերելու համար: Մյուսներն իրենցից ներկայացնում են համարյա լրիվ էռոզիայի ենթարկված հանքավայրերի հետքեր: Հանքաերևակումների երրորդ խումբը ներկայացնում են խորքում թաքնված հանքավայրերի վերին մասերը: Այս վերջին խմբի հանքավայրերի ճանաչումը հետագա հետազոտությունների գործնական խնդիրներից մեկն է:

Հանքաերևակումների համակարգումը նշված երեք խմբերով շատ բանով նպաստում է ինչպես հանքային երևակումների, այնպես և երկրորդային եզրապսակների ու ցրման հոսքերի ուսումնասիրություններին: Վերջիններիս ուսումնասիրման արդյունքները մետաղաչափական, շիփային, հողային-հիդրոքիմիական, կենսաքիմիական, հիդրոքիմիական, երկրաքիմիական եղանակների կիրառումով բերել են կարևոր եզրակացության երրորդ խմբի հանքաերևակումների նշանակալի դերի մասին դիտարկվող տարածքի սահմաններում և, հետևաբար, նրա նշանակալի հեռանկարայնության հանքայնացման վերաբերյալ:

Ստացված տվյալների հիման վրա կանխատեսումային-մետաղածնական քարտեզի վրա առանձնացված են ներծին հանքայնացման տարբեր աստիճանի հեռանկարային մակերեսներ: Հետագա որոնողական և երկրաբանական-հետախուզական աշխատանքները պետք է կենտրոնացվեն առանձնացված մեծ հեռանկարայնությամբ մակերեսների սահմաններում:

CONCLUSION

The Sisyan ore region covers the territory of the Sisyan river basin, representing only the small part of the Central-Anatolian – Sevan-Zangezur-Iranian Paleogene volcanic arch – one of an transition zone's island arches series of the Afro-Arabian platform to the Mezotetis ocean plate.

The main tectono-magmatic processes which have caused the formation of the basic deposits and ore manifestations took place in the mid-upper Eocene (pre-plutonic leucobazaltic or andezitic volcanic complexes) in Oligocene-Lower Miocene (Plutonic gabbro-granodioritic and granite-granodioritic series), in mid-upper Miocene (andezite-dacitic volcanic complexes).

For the investigated territory and for the entire Zangezur region the rapid changing of low-potassic tholeiitic, calc-alkali and shoshonite series of volcanites is characteristic, which is possible to consider as the evidence of this volcanic arch accessory to the ensialic formations.

Volcanic formations are represented by the andezite-basaltic, low-potassic tholeiitic, calc-alkali and subalkaline (Kaputdzuh Mid-Eocene and Geghakhar Upper Eocene complexes) and andezito-dacitic calc-alkali and shoshonite (Kamrachakh, Salvard and Artavan mid-upper-Miocene –low-Pliocene (?) complexes) series.

The Tertiary basalt rocks are similar on petrochemical characteristics to the high-argillaceous basalts (plagiobazalts) of island arches andezite basalt series, but differ from them by the lowered content of magnesium and the increased content of potassium. The latest is the main feature of Tertiary basalts of region in comparison with the same high-alumina basalts of island arches. The absence of potassium metasomatism in the Tertiary volcanogenic strata gives the basis to explain the increased content of potassium in them by the initial enrichmentability of their melt by the potassium.

Almost simultaneous display of volcanic series of rock of the increased alcalinity (high-potassic and shoshonitic) with limestone-alkaline and low-potassic tholeiitic series in an early stage of the Cenozoic volcanic arch formation that testifies to "non-standard" evolution of the magmatizm shown here and belonging of this territory

to the volcanic island arches of the nearcontinental-mediterranean type for which the well shaped granite-metamorphic layer is characteristic

On its petrochemical features the investigated territory differs from emsimatic island arc zones. locating to the north (Somkheto-Karabakh, Adzharo-Trialet, North Caucasian) within the limits of which, as is known, the replacement of calc-alkali volcanism by the shoshonit occurs during longer interval of time, into the Tetis ocean or in its peripheral parts which are characterized by weak development of a continental crust or a transitive-type crust.

Basaltic rocks of the Sisyan river basin and the entire Zangezur region in comparison with same type high-argillaceous basalts of the andezite-basalt or andezite formations of island arches and orogenes of the Kamchatka, Kuril and Japanese islands differ by the increased content of alumina, potassium and iron oxide (at equality of the iron sum), the lowered content of iron monoxide and magnesium; the titan and sodium contents are approximately equal, the ratio of oceanicity (K_1) is low (the magnesium content is low and the potassium content is high). These distinctions are probably the result of greater maturity and continentality of a considered volcanic zone both in Miocene, and in Paleogene in comparison with Kuril and Japanese islands and Kamchatka.

The intrusives, known on the considered territory concern to two uneven-age groups: to the Upper Eocene - Lower Oligocene (37-41 million years) and Lower Miocene (22-25 million years). The first age group is represented by the gabbro-diorit-granodioritic formation (Arevis, Koshakar, Karakert and Gzhiget massifs); the second group is represented by the greisenized porphyreous granodiorites of the granite-granodiorite formation. (the Salvard massif and small outcrops between the Mazmazak and Kamrchak rivers valleys)

In the intrusive magmatism the group of gabbro-diorite-granodiorite formation dominates, with prevalence of granitoide group (quartz diorites, granodiorites, adamellites, quartz hornblende monzonites), at an insignificant role (less than 5%) of gabbroides. In comparison with the same type association of the Paleogene andezite-basalt rocks series, they differ by the greater alkalinity.

Petrochemical inclines of the gabbro-granitoide associations and previous tholeiitic limestone-alkaline and subalkaline (shoshonite)

volcanic series of Paleogene are the same type. The steady associativity of volcanic and Plutonic rocks on the general alkalinity, melanocraticity, aluminifrousity, titanium content, on alkalinity type is shown. The alkalinity varies within a wide interval - from low alkaline tholeiitic and limestone-alkaline up to the alkaline of Kumb's type, which what they are similar to tholeiitic and limestone-alkaline bazaliform series of external and internal island arc zones of Japan.

The majority of intrusive massifs of the Sisyan river basin (Arevis, Koshakar, Karakert and Gzhiget) concern to the gabbro-granodiorite series that is developed also in basins of the Ayri, Shenatakh, Gekhi rivers.

Blocks-xenoliths and fragments of ring intrusions in the Arevis gabbro-granodiorite massif belong to various, earlier intrusive series or formation types - olivine gabbro, gabbro-norite, pyroxenite (gabbro-pyroxenite-olivine series), hornblende and pyroxene-hornblende gabbro, gabbro-diorite (bazite members gabbro-diorite-granodiorite series), and also granosyenites type of the Akhlatyan intrusive.

Within the limits of the Sisyan river basin the Plutonic rocks at least of four homodromous associations or rhythms (including two relict), close on time and material petrochemical parameters, characterizing the homodromous orientation of plutonism evolution of the region with early bazite and late granitoid complexes are allocated. Three rhythms of plutonic rocks (gabbro-olivinitic, gabbro-montzonit-syenitic and gabbro-diorite-granodioritic) were formed in the range of 35-41 million years, and the fourth (granite-granodiorite, including dyke complex of a late stage) - in the range of 22-25 million years.

Intrusive series of the late stage rocks are characterizing by complex multirhythmic composition; they are formed during 20 million years in the inversion and early-orogenic stages of Alpine structures development.

On the complex of magmatic and petrochemical features for the Upper Eocene-Lower Oligocene gabbro-diorite-granodiorite-granite series of the Sisyan river basin and also for the entire Bargushat, rather close similarity with the gold bearing and molybdenum bearing significantly granitoid formations (according to the E.P.Izokh classification and systematization) allocated. This is polyphasy, complex long

series with gabbro, completed, granites and leucogranites, essentially granitoid, low-contrast, sodic with low total alkalinity and conniving content of sodium and potassium with prevalence of granodiorites in the granitoid group and quartz diorites in basite group with development of low aluminiferous granites. The potassium-sodium type of alkalinity for the gabbro-diorite-granodiorite-granite series and conniving content of sodium and potassium in the granitoides are the most characteristic and significantly dominating for the molybdenum bearing formations. They differ by somewhat increased alkalinity (average vs. low alkalinity of gold bearing formation of rock) and conniving content of alkaline metals (vs. gold bearing formation with great difference of sodium and potassium in the rocks). The multirhythmicity (or "extention"), strong differentiation of the plutonites association, relative low-depth, weak erodibility polyphasy and multirhythmicity give the basis to consider the plutonic associations of the region as perspective from the ore content viewpoint.

Thus the "long" plutonic associations perspective for the "long" set of ore formation joint the deposits and manifestation of iron, copper, molybdenum, gold, polymetals etc. Deposits of certain formations are connected with each of plutonic rhythms: hystermagmatic iron ore – with gabbro-olivinitic; skarn molybdenum with tungsten – with gabbro-diorite-granodiorite; greisen molybdenite, gold-polymetallic, etc. – with granite-granodiorite; copper-molibdenum – with granite-granodiorite.

For definite formation types of hydrothermal deposits for the forecasting purposes, the communities of rocks with participation of certain formations of magmatic rocks are informative. For large Plutonogenic-hydrothermal deposits the associations with participation of complete series of porphyry type granodiorite are highly informative; for smaller deposits – the associations with gabbro-granodiorite series; for copper-molibdenum and gold-polymetallic formations the low-contrast, sodic, low-alkalinity series are highly informative, for copper-porphyry, polymetallic, etc. formations – the associations of potassium-sodium, normal-alkaline, incomplete (without gabbroid) series. Perspective of rocks community with participation of low-contrast rocks of magmatic series in relation to hydrothermal mineralization is in positive correlation dependence with intensity of close even aged or a little

advancing andezite-basalt volcanism's display. For volcanogenous-hydrothermal mineralization, the communities of rocks with participation of subvolcanic and extrusive bodies of rhyolitoid-bazaltoid complexes are perspective.

Within the investigated territory the wide development have the *regional metamorphism products of hydrothermal alteration* which are one of informative indirect criteria of ore content. Being a reliable basis for definition of an erosional truncation depth and zero levels for each, (including prospective) stage of mineralization, they thereby have given the chance to estimate degree of usefulness for the given level of an erosional truncation for revealing of mineralization on a daylight area or on small depths. Formations of a regional metamorphism have distinctly shown vertical zonality - from zeolitic, pumpelliit-prenitic up to epidot-chloritic and epidot-actinolite-albitic facieses. The following zones are allocated: with zeolites (the top horizons of Gzhiget and Geghakhar stratas) with pumpelliit-prenitic association (the top parts of Geghakhar, Kaputdzuh and Gzhiget stratas), with actinolite, clinoziosite, albite and chlorite (the lower parts of Paleogenic section – the lower horizons of volcanogenous-terrigenous Gzhiget stratas). Zones with zeolites and pumpelliit-prenitic association are in conform with limonite-prenit-quartz and a pumpelliit-prenit-quartz facies of very low step, and zones with rather high-temperature clinoziosite-actinolite propylites correspond to a low step of a regional metamorphism.

Three temperature steps of propylites are allocated. Rather low-temperature and near-surface pumpelliit-prenitic (pumpelliit-prenitic step) and chloritic (epidot-chloritic step) are accompanied by the intensive carbonatization. They are developed most widely and cover the greater part of Paleocene section from the top part of the Gzhiget strata up to the Geghakhar strata. Rather high-temperature low-depth clinoziosite-albite-actinolite propylites (epidot-actinolitic step) generally with low content of the carbonate, are developed in the bottom part of the Paleogene section (bottoms of the Gzhiget strata).

Hydrothermal metasomatites (argillizites, secondary quartzites, beresites, etc.) as a whole cover all volume of ore fields, characterize their certain parts by the specific facieses or their communities. In the

form of zones they are developed against the background of regional propylites.

For a considerable part of the investigated territory the polyfacies hydrothermal metasomatites of the most various sizes (from several square meters up to several square kilometers Gomshatekh and Nakhshunakar argillizite-secondary quartzites, Atsavan and Bartsravan beresite- secondary quartzites formations, Mardzhan and Mazmazak beresite-argillitic) are characteristic. Incorporating by places, they compose zones of northwest (Nakhshunakar-Gomshatekh zone of secondary quartzites and argillizites, Mardzhan-Mazmazak zone of argillizites and hydrocericite beresites) or sub-latitudinal (Atsavan and Bartsravan zones of secondary quartzites and beresites) prodeletings. Among the argillizites and secondary quartzites the solfataric surface and near-surface facieses connected with miocenic volcanism and so-called hydrothermal sub-volcanic facieses, connected with Paleogenic volcanism are allocated.

The erosional truncation depth of the investigated territory is favorable for revealing the products of the known here two ore forming processes on the daylight surface or on the small depth. Thus for the Paleogenic stage most possibly is the revealing of plutonogenic-hydrothermal mineralization, for neogenic stage - volcanogenous-hydrothermal mineralization. According to this, erosional truncation here it is represented as the indirect factor for the mineralization forecasting Hypoabyssal character and rather weak erodibility of plutonic massifs in many respects define the perspectivity of the territories covered by them for the hydrothermal mineralization. The localization of the most perspective deposits of the region outside of intrusives within containing volcanogenous and volcanogenous-explosive formations of mid and top Eocene (Geghakhar strata), defines the perspectivity of the considerable territories conered by volcanites of the Paleogene age.

Faults zones widely developed in the region and other disjunctive dislocations played important ore control role for hydrothermal mineralization. It is most intensively shown in central zones of crossing faults in 2-3 and more directions.

Displays of ore mineralization as a whole are rather informative by direct signs of potential ore content of the area. The most important

in this respect are the ore manifestations complex on mineral structure (multimineral), which quite often represent the top parts of mineralization being on depth (Mazmazak, Bartsravan). They essentially differ from most of ore manifestations at the region both on mining-mineral associations, and on types of accompanying hydrothermal metasomatites and to a geologic structure. They usually spatially gravitate to dyke fields. Thus, as a rule, the mineralization, is younger than post-granite dykes of the late stage which are placed both inside the intrusives, and behind their limits. Ore bodies are dated for dykes contacts, often are penetrating in dykes which are hydrothermally altered. This, and the confinedness of mineralization to the points of dykes, small intrusives, fissures and hydrothermal metasomatites of argillizite beresite and secondary quartzites formations concentration, probably, is causing by communication of the basic stage of mineralization with the intrusive magmatism.

Horizontal zonality in distribution ore manifestation is shown: from the north and the northwest on the south and the southeast the replacement of *volcanogenous-hydrothermal ore manifestation* by the *plutonogenous-hydrothermal*. In the southwest part of the Sisyan river basin the Mazmazak-Mardzhan ore field is located with prevailing *plutonogenous-hydrothermal mineralization in northern and northwest* parts the Vardan deposit and a number of *volcanogenous-hydrothermal ore manifestation* is shown, the majority of which are low-mineral formations which are not representing the interest for revealing a deposit on depth. Others represent traces of almost completely eroded deposits. The third group of ore manifestation represents the top parts of the deposits hidden on depth. Recognition of the latest is one of practical issues of the spent researches.

Ordering of the ore manifestations according to noted three groups in many respects is promoting by the analysis of both ore manifestations, and secondary auras and dispersion streams. The analysis results of latest by application of metallometric, schlich soil-hydrochemical, biogeochemical, hydrochemical, geochemical methods have led to the conclusion about a considerable role of the third group of ore manifestation within considered territory and, hence, to its considerable perspective concerning the endogenic mineralization.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карапетян А.И., Гуюмджян О.П., Налбандян Э.М. Гомшатехский массив вторичных кварцитов-опалитов как месторождение кремнеземистого сырья. Ереван. Фонды ИГН НАН Армении, 1984.
2. Белов А.А. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпибайкальской субплатформы на Малом Кавказе. Изв. АН СССР, сер.геол., 1968, №10, с. 121-129.
3. Гуюмджян О.П. Об обнаружении пермских отложений в Зангезуре (Армянская ССР). – Докл. АН Арм.ССР, 1963, т. XXXVII, №5, с. 281-284.
4. Гуюмджян О.П. О соотношении вулканогенных и осадочных образований в "псевдовулканогенно-осадочных" формациях Баргушатского хребта (Армянская ССР). – Изв. АН Арм.ССР. Науки о Земле, 1968, т. XXI, №5, с. 31-39.
5. Гуюмджян О.П. Геологическое строение, магматизм и метасоматические образования Западного Баргушата. Автореферат дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. ЕГУ, 1970, 23 с.
6. Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 502 с.
7. Мкртчян С.С. Новые данные о геологическом строении южной части Армянской ССР. Ереван. Изд-во АН Арм.ССР, 1948, 51 с.
8. Габрислян А.А., Мамедов Г.А. Новые данные о возрасте вулканогенной свиты палеогена Нах. ССР и Южного Сюника (Арм. ССР) – Докл. АН Арм.ССР, 1967, т. XV, №4, с. 177-181.
9. Джрбашян Р.Т., Гуюмджян О.П., Таян Р.Н. Палеовулканические формации позднеальпийского этапа развития юго-восточного склона Малого Кавказа – В кн.: Палеовулканизм и его продукты. Петрозаводск: Изд-во Карельск. фил. АН СССР, 1977, с. 81-87.
10. Сафарян В.Г., Амарян В.М., Мкртчян С.Г., Аветисян Л.И. Геологическое строение листов У-38-20-Г, У-38-21-А и У-38-21-Б. Ереван. Армгеолфонды, 1975, 249 с.

11. Джрбашян Р.Т., Гуюмджян О.П., Таян Р.Н. Некоторые особенности строения и формирования третичных вулканических комплексов Зангезура. – В кн.: Вулканизм и металлогения Армянской ССР. Зап. Арм.отд. ВМО, 1976, вып.8, с. 60-77.
12. Габриелян А.А. Палеоген и неоген в Армянской ССР. Ереван. Изд-во АН Арм.ССР, 1964, 299 с.
13. Карапетян А.И. Некоторые черты истории развития миоплиоценового вулканизма на территории Армянской ССР – В кн.: Геология Армянской ССР, т.4, Петрография, вулканические породы. Изд-во АН Арм.ССР. Ереван. 1970, с. 446-471.
14. Белов А.А. Стратиграфия и структура метаморфизованных вулканогенных и осадочных комплексов зоны Анкавано-Зангезурского разлома в юго-восточной Армении. Бюллетень МОИП. Отд. геол. М. 1969, т.44, вып.1, с. 65-77.
15. Джрбашян Р.Т., Садоян А.А. Существуют ли нижнемиоценовые вулканические и вулканогенно-осадочные породы в бассейне левобережья р.Аракс? (Арм.ССР и Нахичеванская АССР) – Изв. АН Арм.ССР. Науки о Земле, 1980, №1, с. 9-17.
16. Джрбашян Р.Т. Палеогеновый вулканизм Армянской ССР. Фонды ИГН НАН Армении, 1985, 168 с.
17. Гукасян Р.Х., Меликсетян Б.М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. – Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1965г., т.ХVIII, №3-4, с. 8-27.
18. Гуюмджян О.П. Магматические плутонические формации Западного Баргушата. – Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1973, т.ХХVI, №1, с. 52-65.
19. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Аппенинского пояса Евразии. Москва. Недра, 1973.
20. Меликсетян Б.М., Архипов В.К., Капралов Г.П., Мещерякова В.Б. Особенности тектоно-магматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения в южной части Малого Кавказа. Изв. АН Арм.ССР. Науки о Земле, 1975, ХХVIII, №6, с.52-70.
21. Паффенгольц К.Н. Стратиграфия палеогена Малого Кавказа – Тр.ВСЕГЕИ. 1979, Новая серия, т.272, 256 с.

22. Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван. Айпетрат, 1958, 420 с.
23. Тахтаджян А.Л., Габриелян А.А. Опыт стратиграфической корреляции вулканогенных толщ и пресноводных образований плиоцена и нижнего постплиоцена Малого Кавказа. – Докл. АН Арм. ССР, 1948, т.VIII, №5, с.211-216.
24. Гуюмджян О.П., Джрбашян Р.Т. Сравнительная характеристика химизма кайнозойских вулканических и плутонических комплексов Зангезура. – Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1981, т.XXXIV, №2, с.19-37.
25. Miashiro A. Volcanic rock series in Island arcs and active continental margins. – Am.I.Sci. 1974, v.274, p.321-355.
26. Miashiro A. Nature of alkalic volcanic rock series, "Centr. Mineral. Petrol", 1, v.66, p.91-104.
27. Добрецов Н.П. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов. – Геология и геофизика, 1975, №2, с.11-25.
28. Шипулин Ф.К. Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связь с ними оруденения. Тр.ИГЕМ. Москва. Изд-во АН СССР, 1957, вып.8, 282 с.
29. Мкртчян С.С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван. Изд-во АН Арм.ССР, 1958, 287 с.
30. Кукулян М.А. Геологическое строение и состав руд Марджанского полиметаллического месторождения (Армения): Автореферат дисс. на соискание ученой степени канд.геол.-мин.наук, Фонды МГУ, М. 1985, 17 с.
31. Кукулян М.А. Геологическое строение и условия формирования Марджанского полиметаллического месторождения (Армянская ССР). Геология рудных месторождений, 1985, №2, с. 52-62.
32. Гюрджян Л.А. Оперативный подсчет запасов Марджанского золотополиметаллического месторождения категории С₂ по состоянию на 1/1-1988г. Ереван. Армгеолфонды, 1988.
33. Карамян К.А., Таян Р.Н., Гуюмджян О.П. Основные черты интрузивного магматизма Зангезурского района Армянской ССР. – Изв. АН Арм.ССР, Сер.наук о Земле, 1974, №1, с. 54-64.

34. Карамян К.А. Геологическое строение, структура и условия образования медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района. Ереван. Изд-во АН Арм.ССР, 1978, 180 с.
35. Таян Р.Н., Плотников Э.П., Абдураманов П.У. и др. – Некоторые особенности формирования геологической структуры Зангезур-Нахичеванской области Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, 1976, №4, с.12-20.
36. Кукулян М.А. – Цинкениит и семсеит в рудах Марджанского месторождения Армянской ССР – Изв. АН Арм.ССР, сер. Науки о Земле, 1982, т.35, №5, с. 59-63.
37. Кукулян М.А. Последовательность выделения сульфоантимонитов свинца и условия их кристаллизации на примере Марджанского полиметаллического месторождения – Изв. АН Арм. ССР, сер. наук о Земле, 1982, т.36, №5, с. 68-74.
38. Карапетян А.И. Эндогенные рудные формации Памбак-Зангезурской металлогенической зоны Малого Кавказа. Ереван. Изд-во АН Арм.ССР, 1982, 347 с.
39. Пароникян В.О., Гуюмджян О.П., Налбандян Э.М. Золото-серебряно-полиметаллическая минерализация Барцраванского (Мазмазакского) рудопроявления. – Рукопись. Докладная записка. Ереван. Фонды ИГН НАН Армении, 1977.
40. Гюрджян А.А., Хачатрян Н.Д. Отчет Мазринской геолого-разведочной партии за 1953г. Ереван. Армгеолфонды, 1953.
41. Магидович В.И., Филько В.И. Фарфоровые камни. В сб. «Новые виды неметаллических полезных ископаемых» Изд. «Наука», 1975, 240 с.
42. Плющев Е.В., Ушаков О.П., Шатров В.В., Беляев А.А. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1981, 262с.
43. Наквоник Н.И. Вторичные кварциты СССР. М.: Недра, 1964, 339 с.
44. Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 171 с.
45. Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А., Сотников В.И., Шарапов В.Н. – Проблемы создания геолого-генетических моделей эндогенных рудных формаций. В кн.: Генетичес-

- кие модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1985, т.1, с.39-40.
46. Карапетян А.И. Геологические модели формационных типов как основа металлогенического прогноза. В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций, т. III. Новосибирск, 1985, с.72-73.
 47. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: Основные проблемы учения о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с.293-367.
 48. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. Москва. Изд-во «Высшая школа», 1966, 386с.
 49. Колотов Б.А., Крайнов С.Р., Рубейкин В.З. и др. Основы гидрохимических поисков рудных месторождений. Москва. Изд. "Недра", 1983, 195 с.
 50. Лурье Ю.Ю. Справочник по аналитической химии. Москва. Изд-во "Химия", 1971, 442 с.
 51. Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1955, 321 с.
 52. Геология Армянской ССР, том VIII, Гидрогеология. Ереван. Изд. Ан Арм.ССР, 1974, 392с.
 53. Крайнов С.Р., Швец В.М. Основы геохимии подземных вод. Москва. Изд-во "Недра", 1980, 286с.
 54. Капляян П.М. Основные гидрохимические показатели Айюцзорского рудного района. Изд-во АН Арм.ССР, сер.геол. и географ. науки, 1962, т.15, №3, с.45-60.
 55. Шагинян Г.В. О некоторых геохимических показателях золото-полиметаллического оруденения при поисках. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, 1984, №4, с.29-36.
 56. Перельман А.Н. Геохимия. Москва. Изд-во "Высшая школа", 1979, 397 с.
 57. Брукс Р.Р. Биологические методы поисков полезных ископаемых. Москва. Изд. "Недра", 1986, 308 с.
 58. Перельман А.Н. Геохимия эпигенетических процессов. Москва. Изд-во "Недра", 1968, 316 с.
 59. Карапетян А.И., Гулумджян О.П., Налбандян Э.М. Научные основы локального прогноза оруденения в пределах Аревис-Бац-

- раванской зоны Армянской ССР (отчет за 1983-1985г.г. по составлению прогнозно-металлогенической карты М 1:50000). Ереван. Фонды ИГН НАН Армении, 1985 г.
60. Карапетян А.И. Характер распределения минерализации золота и локальный прогноз оруденения в пределах Аревис-Бацраванской зоны (приложение к отчету А.И. Карапетяна, О.П. Гуюмджяна и Э.М. Налбандяна "Научные основы прогноза оруденения в Аревис-Бацраванской зоне"). Ереван. Фонды ИГН НАН Армении, 1985.
 61. Карапетян А.И., Гуюмджян О.П., Налбандян Э.М. Об обнаружении месторождения опалитов – нового вида высокотехнологичного минерального сырья кремнезема. – Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1985, т.XXXVIII, №2, с. 36-41.
 62. Карапетян А.И., Гуюмджян О.П., Налбандян Э.М. Закономерности размещения и происхождения кварцитов и опалитов Гомшатехского массива. – Изв. АН Арм.ССР. Науки о Земле, т.XXXIX, №1, 1986.
 63. Карамян К.А. Минеральные ассоциации и минералы месторождений Зангезурского рудного района. Ереван. Изд-во АН Арм. ССР, 1983, 228 с.
 64. Гулян Э.Х. Магматизм и эндогенное оруденение северного склона Баргушатского хребта: Автореферат дисс. на соискание ученой степени канд.геол.-мин.наук. Фонды ЕГУ, 1966, 28с.
 65. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. Москва. Недр, 1980, 431 с.
 66. Карапетян А.И., Каплянян П.М. и др. Рудничные воды территории Армянской ССР. Ереван. Фонды ИГН НАН Армении, 1984, 538 с.
 67. Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: "Недра", 1978, 136 с.
 68. Билибин Ю.А. Общие принципы металлогенических исследований. Изв. АН СССР, серия геол., №5, 1947.
 69. Кушнарев И.П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М.: Недр, 1969, 123 с.

70. Радкевич Е.А. Критерии глубинности и зональности. В кн.: "Глубинность и зональность оруденения в Тихоокеанском рудном поле". Владивосток, 1971.
71. Григорян С.В., Янушевский Е.М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений и их использование при поисках скрытого оруденения. М.: Недра, 1968, 120 с.
72. Григорян С.В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке гидротермальных м-ний. Советская геология, №1, 1973.
73. Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые. Под ред. Д.В. Рундквиста. Л.: "Недра", 1978, 607 с.
74. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Под ред. Д.В. Рундквиста. Л.: "Недра", 1981, 423 с.
75. Количественные методы прогнозирования месторождений. Методические рекомендации. Л.: ВСЕГЕИ, 1980, 56 с.
76. Боровко Н.Н., Мишин Л.Г., Литикайнен В.И. – Количественные методы прогнозирования околорудных месторождений Дальнего Востока. М.: ВИЭМС, 1973.
77. Гагаев В.Н. Количественная оценка перспективности площадей в масштабе 1:50000 для условий Комсомольского околорудного района. Методы разведки геофиз., вып.15, 1972.
78. Боровко Н.Н. Количественный анализ полезных критериев крупных эндогенных рудных месторождений. М.: ВИЭМС, 1973.
79. Мишин Л.Т. Анализ систем притоков и их геологического содержания при прогнозировании рудных месторождений. М.: ВИЭМС, «Экспрессинформ», сер.3, №4, 1974.
80. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа. Объяснительная записка к карте морфоструктур центр. территории СССР. Масштаб 1:100000000. Л., 1978.
81. Карапетян А.И., Амирян Ю.О., Мелконян Р.Л., Гуюмджян О.П., Зограбян С.А. Рудный узел Алаверди-Шамлуг-Ахтала (Научные основы и методы прогноза оруденения). Изд-во АН Арм. ССР, 1987, 186 с.

82. Карапетян А.И., Гуюмджян О.П., Налбандян Э.М. – Геолого-генетические модели формационных типов как основа металлогенического прогноза. Материалы Всесоюзного совещания "Генетические модели эндогенных рудных формаций". Новосибирск, 1985.
83. Карапетян А.И. Роль узлов пересечения кольцевых и локальных структур в размещении руд для прогноза вулканогенного оруденения. Материалы Всесоюзного совещания "Структуры рудных полей вулканических поясов". Владивосток, 1985.
84. Карапетян А.И. Некоторые особенности месторождений, связанных с рудоконцентрирующими сквозными структурами Малого Кавказа. Материалы Всесоюзного совещания "Сквозные рудоконцентрирующие структуры". Москва, 1986.
85. Карапетян А.И., Саркисян Р.Л. – Количественная оценка геолого-генетических признаков формационных типов месторождений как основа локального прогноза оруденения. Материалы Всесоюзной конференции "Повышение эффективности научного обоснования локального прогноза месторождений рудных полезных ископаемых". Москва, 1987.
86. Карапетян А.И. Прогнозно-поисковые критерии и их количественная оценка для локального прогноза гидротермального оруденения. Материалы Всесоюзного совещания "Научные принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских вулканических поясах СССР". Хабаровск, 1988.
87. Карапетян А.И., Гуюмджян О.П., Кукулян М.А. Эндогенные рудные формации Малокавказских сегментов зон перехода Afro-Аравийской платформы к океанической плите Тетиса. Материалы Всесоюзного совещания "Рудные формации структур зоны перехода континент-океан". Магадан, 1988.
88. Карапетян А.И., Саркисян Р.Л. Многофакторные модели месторождений гидротермальных рудных формаций как основа локального прогноза оруденения. Материалы Всесоюзного совещания "Многофакторные модели рудных месторождений – основа разработки эффективных методик поисков, оценки и разведки". Тбилиси, 1988.

89. Баласанян С.И., Гуюмджян О.П., Карапетян А.И. – О рудоносности неконтрастных магматических серий (на примере габбро-гранитоидных и др. формаций Малого Кавказа). Материалы Всесоюзного совещания "Научные основы и принципы прогнозирования". Хабаровск, 1988.
90. Добрецов Н.П. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981, 236 с.
91. Набоко С.И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. – Тр. Лаб.вулканологии АН ССР. М., 1961, вып.19, с. 12-33.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА 1. Основные черты геологического строения района бассейна р.Сисиан	8
1.1. Стратиграфия главнейших возрастных групп пород района.....	8
1.2. Основные черты геодинамики района.....	24
ГЛАВА 2. Геологическое строение бассейна р.Сисиан	27
2.1. Основные стратиграфические подразделения пород.....	27
2.2. Интрузивы бассейна реки Сисиан.....	39
2.2.1. <i>Описание интрузивных массивов</i>	40
2.2.2. <i>Петрография интрузивных пород</i>	52
2.2.3. <i>Петрография пород "малых интрузий"</i>	80
2.2.4. <i>Жильно-магматические породы</i>	84
2.2.5. <i>Субвулканические тела</i>	92
2.3. Петрохимическая характеристика разновозрастных ассоциаций вулканических и плутонических пород.....	96
ГЛАВА 3. Результаты определения абсолютного возраста вулканических, плутонических и жильно-магматический образований	148
3.1. Абсолютный возраст предорогенных, предбатолитовых вулканических пород андезитовой формации.....	158
3.2. Абсолютный возраст плутонических пород и контактовых роговиков Аревисского массива.....	159
3.3. Абсолютный возраст жильно-магматических и гидротермально-измененных пород Марджан-Мазмазакского рудного поля.....	161
3.4. Абсолютный возраст порфириовидных гранитондов и турмалиновых грейзенов.....	162
3.5. Абсолютный возраст пород "малых интрузий" ущелья р.Мазмазак.....	163
3.6. Абсолютный возраст микродолеритов ущелья р.Мазмазак и р.Аражин.....	163
3.7. Абсолютный возраст лав и туфов камрчакской и салвардской толщ и пород субвулканической фации.....	164
ГЛАВА 4. Месторождения и рудопоявления эндогенных руд бассейна реки Сисиан	166
4.1. Описание месторождений и рудопоявлений бассейна р.Сисиан и прилегающих частей Армении.....	166
4.1.1. <i>Марджанское месторождение золото-сурьяно-полиметаллических руд</i>	168
4.1.2. <i>Мазмазакское месторождение золото-сурьяно-полиметаллических руд</i>	196
4.1.3. <i>Салвардское проявление реальгар-аурипигментовых руд</i>	205

4.1.4. Барцраванское (Мазринское) месторождение золото-сурьмяно-полиметаллических руд.....	209
4.1.5. Варданское месторождение ртути.....	213
4.1.6. Гомшатехское месторождение кремнезема.....	219
4.1.6.1. Геохимические особенности опалитов и ассоциирующих с ними метасоматических образований.....	225
4.1.6.2. Происхождение опалитов.....	237
4.1.6.3. О результатах поисково-оценочных и предварительных геолого-разведочных работ.....	240
4.2. Формационная систематизация месторождений и рудопроявлений Аревис-Барцраванской зоны как основа локального прогноза оруденения.....	241
ГЛАВА 5. Метаморфические и метасоматические породы.....	244
5.1. Контактново-метаморфические и метасоматические образования.....	244
5.1.1. Роговиковая формация.....	246
5.2. Пневматолито-гидротермальные метасоматиты.....	252
5.2.1. Грейзеновая формация.....	252
5.3. Гидротермальные метасоматиты.....	254
5.3.1. Формация вторичных кварцитов.....	256
5.3.2. Аргиллизитовая формация.....	257
5.3.3. Березитовая формация.....	258
5.3.4. Пропилитовая формация.....	258
5.3.5. Околорудные метасоматиты.....	260
5.4. Фумарольно-сульфатные образования.....	262
ГЛАВА 6. Вторичные ореолы и потоки рассеяния бассейна р.Сисиан.....	268
6.1. Геохимические типы ладшафтов (г.т.л.).....	268
6.2. Гидрогеологические и гидрохимические зоны.....	272
6.3. Вторичные ореолы по данным гидрохимических, почвенно-гидрохимических, металлотрических и биогеохимических исследований.....	280
6.3.1. Результаты гидрохимических исследований.....	280
6.3.2. Результаты почвенно-гидрогеохимических исследований.....	304
6.3.3. Результаты металлотрических исследований.....	330
6.3.4. Результаты биогеохимических исследований.....	358
ГЛАВА 7. Характер размещения месторождений и рудопроявлений и прогнозная оценка территории бассейна р.Сисиан в отношении скрытого оруденения.....	367
7.1. Характер размещения эндогенного оруденения в пределах бассейна реки Сисиан и рудоконтролирующие факторы.....	369
7.1.1. Размещение объектов рудной минерализации и геохимических аномалий.....	369
7.1.2. Роль пликативных дислокаций и дизъюнктивных нарушений в размещении оруденения.....	372
7.1.3. Роль магматизма в размещении оруденения.....	380

7.1.4. Соотношение местоскоплений эндогенного оруденения с участками развития метасоматических изменений и пород.....	391
7.1.5. Роль эрозионного среза в размещении оруденения.....	393
7.2. Прогнозно-поисковые критерии рудоносности бассейна р.Сисиан и прогноз оруденения.....	395
7.2.1. Прогнозно-поисковые критерии рудоносности бассейна р.Сисиан.....	396
7.2.1.1. Прямые прогнозно-поисковые критерии рудоносности.....	396
7.2.1.2. Косвенные прогнозно-поисковые критерии рудоносности бассейна р. Сисиан.....	400
7.2.2.Прогнозная оценка территории бассейна р.Сисиан.....	404
7.2.2.1. Прогнозная оценка рудоносности территории бассейна р.Сисиан на основе качественной оценки прогнозно-поисковых критериев.....	406
7.2.2.2. Прогнозная оценка рудоносности территории бассейна р.Сисиан на основе количественной оценки прогнозно-поисковых критериев.....	409
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (на русском, армянском и английском языках).....	422
ЛИТЕРАТУРА.....	450
СОДЕРЖАНИЕ.....	459

ԲՈՎԱՆԴԱՎՈՒԹՅՈՒՆ

ՆԵՐԱՃՈՒԹՅՈՒՆ.....	5
ԳԼՈՒԽ 1. Սիսիան գետի ավազանի երկրաբանական կառուցվածքի հիմնական գծերը.....	8
1.1. Շրջանի գլխավոր հասակային խմբերի ապարների շերտագրությունը.....	8
1.2. Մարջանի գեոդինամիկայի հիմնական գծերը.....	24
ԳԼՈՒԽ 2. Սիսիան գետի ավազանի երկրաբանական կառուցվածքը.....	27
2.1. Ապարների շերտագրական հիմնական ստորաբաժանումները.....	27
2.2. Սիսիան գետի ավազանի խրոուզիվները.....	39
2.2.1. Ինտրուզիվ զանգվածների նկարագրությունը.....	40
2.2.2. Ինտրուզիվ ապարների պետրոգրաֆիան.....	52
2.2.3. Փոքր ինտրուզիվ ապարների պետրոգրաֆիան.....	80
2.2.4. Երակային-մագմատիկ ապարներ.....	84
2.2.5. Սուբվոլկանիկ մարմիններ.....	92
2.3. Հրաբխային և պլուտոնիկ ապարների տարահասակ ասոցիացիաների պետրոքիմիական բնութագիրը.....	96
ԳԼՈՒԽ 3. Հրաբխային, պլուտոնիկ և երակային-մագմատիկ առաջացումների բացարձակ հասակի որոշումների արդյունքները.....	148
3.1. Նախաօրոգենյան, նախաբաթոլիտային անդեզիտային հրաբխային ֆորմացիայի ապարների բացարձակ հասակը.....	158
3.2. Արևիսի զանգվածի պլուտոնիկ ապարների և կոնտակ-	

տային եղջրաքարերի բացարձակ հասակը.....	159
3.3. Մարջան-Մազմազակի հանքային դաշտի երակային մագմատիկ և հիդրոթերմալ փոփոխված ապարների բացարձակ հասակը.....	161
3.4. Պորֆիրաման գրանիտների և տուրմալինային գրեյզենների բացարձակ հասակը.....	162
3.5. Մազմազակի կիրճի փոքր ինտրուզիաների ապարների բացարձակ հասակը.....	163
3.6. Մազմազակի կիրճի և Արաժին լեռան միկրոդուլերիտների բացարձակ հասակը.....	163
3.7. Կամրջակի լավաների և տուֆերի, Մալվարդի հաստվածքի և ենթահրաբխային ֆացիայի ապարների բացարձակ հասակը.....	164
ԳԼՈՒԽ 4. Միսիան գետի ավազանի ներծին հանքանյութերի հանքերևակումները և հանքավայրերը.....	166
4.1. Միսիանի ավազանի հանքավայրերի և հանքերևակումների ու Հայաստանի հարակից շրջանների նկարագրությունը.....	166
4.1.1. Ոսկի-ծարիր-բազմամետաղային հանքանյութերի Մարջանի հանքավայրը.....	168
4.1.2. Ոսկի-ծարիր-բազմամետաղային հանքանյութերի Մազմազակի հանքավայրը.....	196
4.1.3. Ռեալգար-աուրիպիլզենտի հանքանյութերի Մալվարդի երևակումը.....	205
4.1.4. Ոսկի-ծարիր-բազմամետաղային հանքանյութերի Բարձրավանի (Մուծքի) հանքավայրը.....	209
4.1.5. Սնդիկի Վարդանի հանքավայրը.....	213
4.1.6. Գոմշատեղի սիլիկատի հանքավայրը.....	219
4.1.6.1. Օպալիտների երկրաքիմիական առանձնահատկու- թյունները և նրանց հետ զուգորդվող մետասոմատիկ առաջացումները.....	225
4.1.6.2. Օպալիտների ծագումը.....	237
4.1.6.3. Որոնողական-զննահատման և նախնական հետախուզական աշխատանքների արդյունքները.....	240
4.2. Արևիս-Բարձրավանի գոտու հանքավայրերի և հանքերևա- կումների ֆորմացիոն համակարգումը որպես հիմք հանքայնացման տեղական կամխատեսման.....	241
ԳԼՈՒԽ 5. Մետամորֆային և մետասոմատիկ ապարներ.....	244
5.1. Կոնտակտ-մետամորֆային և մետասոմատիկ ապարներ.....	244
5.1.1. Եղջրաքարային ֆորմացիա.....	246
5.2. Պնևմատոլիտային հիդրոթերմալ մետասոմատիտներ.....	252
5.2.1. Գրեյզենային ֆորմացիա.....	252
5.3. Հիդրոթերմալ մետասոմատիտներ.....	254
5.3.1. Երկրորդային քվարցիտների ֆորմացիա.....	256
5.3.2. Արգիլիդիտային ֆորմացիա.....	257
5.3.3. Բերեզիտային ֆորմացիա.....	258
5.3.4. Պրոպիլիտային ֆորմացիա.....	258
5.3.5. Մերձհանքային մետասոմատիտներ.....	260

5.4. Ֆոնմարդային-սոլֆա տարային առաջացումներ.....	262
ԳԼՈՒԽ 6. Սիսիան գետի ավազանի երկրորդային եզրապսակները և ցրման հոսքերը.....	268
6.1. Լանդշաֆտների երկրաքիմիական տիպերը.....	268
6.2. Հիդրոերկրաբանական և հիդրոքիմիական գոտիներ.....	272
6.3. Երկրորդային եզրապսակները ըստ հիդրոքիմիական, հողային- հիդրոքիմիական, մետաղաչափական և կենսաքիմիական հետազոտությունների.....	280
6.3.1. Հիդրոքիմիական հետազոտությունների արդյունքները.....	280
6.3.2. Հողային-հիդրոքիմիական հետազոտությունների արդյունքները.....	304
6.3.3. Մետաղաչափական հետազոտությունների արդյունքները.....	330
6.3.4. Կենսաքիմիական հետազոտությունների արդյունքները.....	358
ԳԼՈՒԽ 7. Հանքավայրերի հանքերևակումների բնութագրումը և Սիսիան գետի ավազանի կանխատեսումային գնահատականը թաքնված հանքայնացման վերաբերյալ.....	367
7.1. Սիսիանի ավազանի ներծին հանքայնացման տեղաբաշխման բնութագրումը և հանքվերահսկիչ գործոնները.....	369
7.1.1. Հանքային միներալացման մարմինների տեղաբաշխումը և երկրաքիմիական անոմալիաները.....	369
7.1.2. Պլիկատիվ տեղախախտումների և դիզոմոկտիվ խախտումների դերը հանքայնացման տեղակայման մեջ.....	372
7.1.3. Մագմատիզմի դերը հանքայնացման տեղաբաշխման համար.....	380
7.1.4. Ներծին հանքայնացման հանքավայրերի հարաբերությունը մետասոմատիկ փոփոխված ապարների զոնաների հետ.....	391
7.1.5. Էռոզիոն կտրվածքի դերը հանքայնացման տեղաբաշխման համար.....	393
7.2. Սիսիանի ավազանի հանքայնացման կանխատեսումային- որոնողական չափանիշները և հանքայնացման կանխատեսումը.....	395
7.2.1. Սիսիանի ավազանի հանքայնացման կանխատեսումային- որոնողական չափանիշները.....	396
7.2.1.1. Հանքայնացման կանխատեսումային-որոնողական ուղղակի չափանիշները.....	396
7.2.1.2 Սիսիանի ավազանի հանքայնացման անուղղակի կանխատեսումային-որոնողական չափանիշները.....	400
7.2.2. Սիսիան գետի ավազանի տարածքի կանխատեսումային գնահատանքը.....	404
7.2.2.1. Սիսիան գետի ավազանի տարածքի հանքայնացման գնահատանքը կանխատեսումային-որոնողական չափանիշների որակական հիմքի վրա.....	406
7.2.2.2. Սիսիան գետի ավազանի տարածքի հանքայնացման կանխատեսումային գնահատանքը կանխատեսումային- որոնողական չափանիշների քանակական հիմքի վրա.....	409
ԵԶՐԱԿԱՅՈՒԹՅՈՒՆ (ռուսերեն, հայերեն, անգլերեն).....	422
ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ.....	450

CONTENT

INTRODUCTION	5
CHAPTER 1. General features of geological structure of the Sisyan river basin's region	8
1.1. Stratigraphy of the region basic age group rocks.....	8
1.2. Basic features of the region geodynamics.....	24
CHAPTER 2. Geological structure of the Sevan lake basin	27
2.1. General stratigraphic subdivision of rocks.....	27
2.2. Intrusives of the Sisyan river.....	39
2.2.1. Description of the intrusive massives.....	40
2.2.2. Petrography of the intrusive rocks.....	52
2.2.3. Petrography of the «small intrusives» rocks.....	80
2.2.4. Vein-magmatic rocks.....	84
2.2.5. Subvolcanic bodies.....	92
2.3. Petrochemical characteristics of the volcanic and plutonic rocks uneven age association.....	96
CHAPTER 3. Results of the absolute age determination for the volcanic, plutonic and vein-magmatic formations	148
3.1. Absolute age of pre-orogenic, pre-batolitic volcanic rocks of the andesitic formation.....	158
3.2. Absolute age of plutonic rocks and contact hornfels of the Arevis massif.....	159
3.3. Absolute age of vein-magmatic and hydrothermally altered rocks of the Mardjan-Mazmazak ore field.....	161
3.4. Absolute age of porphyry type granitoides and tourmaline greisens.....	162
3.5. Absolute age of «small intrusives» rocks of the Mazmazak river's canyon.....	163
3.6. Absolute age of microdolerites of the Mazmazak and Arajin rivers canyon.....	163
3.7. Absolute age of lavas and tuffs of the Kamrchak and Salvard stratas and rocks of subvolcanic facies.....	164
CHAPTER 4. Deposits and ore manifestations of the Sisyan river basin's endogenic ores	166
4.1. Description of deposits and ore manifestations of the Sisyan river basin and adjacent parts of Armenia.....	166
4.1.1. Mardzhan gold-animony-polymetallic ores deposit.....	168
4.1.2. Mazmazak the gold-animony-polymetallic ores deposit.....	196
4.1.3. Salvard realgar-auripigmentite ores manifestation.....	205
4.1.4. Bartsravan (Mazrin) gold-animony-polymetallic ores deposit.....	209
4.1.5. Vardan mercury deposit.....	213
4.1.6. Gomshatekh silica deposit.....	219
4.1.6.1. Geochemical features of opalites and associated metasomatic formations.....	225
4.1.6.2. Genesis of opalites.....	237

4.1.6.3. Results of the prospecting-estimated and preliminary exploration works.....	240
4.2. Formational classification of deposits and ore manifestations of the Arevis-Bartsravan zone as the basis for local projection mineralization.....	241
CHAPTER 5. Metamorphic and metasomatic rocks.....	244
5.1. Contact-metamorphic and metasomatic formations.....	244
5.1.1. Hornfels formation.....	246
5.2. Pneumatolytic-hydrothermal metasomatites.....	252
5.2.1. Greusen formation.....	252
5.3. Hydrothermal metasomatites.....	254
5.3.1. Secondary quartzites formation.....	256
5.3.2. Argillizite formation.....	257
5.3.3. Berezite formation.....	258
5.3.4. Propylite formation.....	258
5.3.5. Perioric metasomatites.....	260
5.4. Fumarole-solfataric formations.....	262
CHAPTER 6. Secondary aureoles and stray flux of the Sisyan river's basin.....	268
6.1. Geochemical types of landscapes (GTL).....	268
6.2. Hydrogeological and hydrochemical zones.....	272
6.3. Secondary aureole according to data of hydrochemical soil-hydrochemical, metallometric and biogeochemical investigations.....	280
6.3.1. Results of hydrochemical investigations.....	280
6.3.2. Results of soil-hydrochemical investigations.....	304
6.3.3. Results of metallometric investigations.....	330
6.3.4. Results of biogeochemical investigations.....	358
CHAPTER 7. Character of deposits and ore manifestations location and predictive estimate of the Sisyan river basin's territory considering the cryptic mineralization.....	367
7.1. Character of endogenic mineralization within the limits of the Sisyan river's basin and ore controlling factors.....	369
7.1.1. Location of the ore mineralization and geochemical anomaly objects...399	399
7.1.2. Significance of the plicated dislocation and disjunctive disturbances in the location of mineralization.....	372
7.1.3. Significance of magmatism in the location of mineralization.....	380
7.1.4. Relation of the accumulation places of the endogenic mineralization with the places of metasomatic alteration and rocks development.....	391
7.1.5. Significance of the erosional truncation in the location of mineralization	393
7.2. Prognostic-reconnaissance criteria of the Sisyan river basin's ore content and mineralization forecast.....	395
7.2.1 Prognostic-reconnaissance criteria of the Sisyan river basin's ore-content...396	396
7.2.1.1. Direct prognostic-reconnaissance ore-content criteria.....	396
7.2.1.2. Indirect prognostic-reconnaissance criteria of the Sisyan river basin's ore-content.....	400
7.2.2. Predictive estimation of the Sisyan river basin's territory.....	404

7.2.2.1. Predictive estimation of the Sisyan river basin's territory on the bases of quantitative assessment of the prognostic-reconnaissance criteria.....	406
7.2.2.2. Predictive estimation of the ore-content at the Sisyan river basin's territory on the basis of qualitative assessment of the prognostic-reconnaissance criteria.....	409
CONCLUSION (russian, armenian, english).....	443
BIBLIOGRAPHY.....	450
CONTENT.....	459

Рациональное использование рудного сырья и эффективное освоение недр Армении

Издано в 2001-2010гг.

1. Алоян П.Г. Геология горнорудных регионов Армении. Повышение эффективности освоения рудных месторождений. Ереван, ГЕОИД, 2001, 243 с. ISBN 99930-900-0-X
2. Алоян Гайк П., Алоян П.Г. Геологическое строение и типы руд Марцигетского золотополиметаллического месторождения. Ереван, ГЕОИД, 2001, 129 с. ISBN 99930-900-1-8
3. Алоян П.Г., Алоян Гайк П., Давтян А.А. и др. Формационно-технологические параметры Меградзорского золоторудного месторождения. Ереван, ГЕОИД, 2002, 190 с. ISBN 99930-900-3-4
4. Безирганов Б.Г. Прогноз и методика поисков скрытого эндогенного оруденения в пределах рудных полей и месторождений Армении. Ереван. ГЕОИД. 2002, 355с. ISBN 99930-900-4-2
5. Алоян П.Г., Алоян Гайк П. Платиноиды в промышленных рудах Армении. Ереван, ГЕОИД, 2003, 130 с. ISBN 99930-900-8-5
6. Вопросы эффективного использования минерально-сырьевых ресурсов Армении. Ереван, ГЕОИД, 2004, 196с. ISBN 99941-962-0-0
7. Алоян П.Г., Алоян Гайк П. Редкие металлы в промышленных рудах Армении. Ереван, ГЕОИД, 2005, 135 с. ISBN 99941-962-2-7
8. Алоян П.Г., Алоян Гайк П., Давтян А.А. и др. Металлы (черные, цветные, редкие, благородные). Ереван, ГЕОИД, 2006, 250 с. ISBN 99941-962-3-5 (на армянском языке)
9. Алоян П.Г., Алоян Гайк П. Ресурсный потенциал рудного сырья Армении. Ереван, ГЕОИД, 2008, 604 с.

Готовится к изданию в 2011 г.

1. Алоян Гайк П. Геология и металлоносность терригенно-углесланцевых комплексов Армении.
2. Алоян П.Г. и др. Геология и металлоносность Вардадзорской меднопорфировой системы.

**Ашот Илоевич Карапетян
Ованес Погосович Гуюмджян
Грачик Варданович Шагинян**

**ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОНОСОСНОСТЬ СИСИАНСКОГО РУДНОГО
РАЙОНА**
(Южная Армения)

Серия: рациональное использование рудного сырья
и эффективное освоение недр Армении

Выпуск 10

Художественный редактор
Ж.Д. Саакян

Технические редакторы
В.С. Асланян, С.С. Меликян

Компьютерный набор и
графическое оформление

И.Х. Хачиян, Г.Г. Карян, А.П. Алоян

На обложке: Караунч, Сюник, Республика Армения.
Фото В. Сарояна

Отпечатано в типографии ООО "ЛИМУШ"

Тираж 100 экз.

Центр охраны недр, ГЕОИД, Ереван-9, ул. Вардананца, 6/1. Тел.: 586657
E-mail: geoidpetros@mail.ru