

# Вестник Московского университета

---

ISSN 0201—7385

ISSN 0579—9406



НАУЧНЫЙ  
ЖУРНАЛ

*Основан  
в 1946 году*

*Серия 4*  
ГЕОЛОГИЯ

1/1996

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:**

**Б. А. СОКОЛОВ** — главный редактор  
**Д. Ю. ПУЩАРОВСКИЙ** — зам. главного редактора  
**Е. Н. ОГОРОДНИКОВА** — ответственный секретарь  
**И. С. БАРСКОВ, В. А. ВСЕВОЛОЖСКИЙ, Э. Д. ЕРШОВ,**  
**В. А. ЖАРИКОВ, А. В. КАЛИНИН, Н. В. КОРОНОВСКИЙ,**  
**А. А. МАРАКУШЕВ, А. С. МАРФУНИН, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ,**  
**Л. Л. ПЕРЧУК, В. И. СТАРОСТИН, В. Т. ТРОФИМОВ,**  
**В. С. УРУСОВ, В. Е. ХАИН, В. К. ХМЕЛЕВСКОЙ,**  
**О. В. ЯПАСКУРТ**

Редактор	<b>А. Е. ЛЮСТИХ</b>
Технический редактор	<b>Н. И. Матюшина</b>
Корректоры	<b>Г. В. Сибирцева,</b> <b>Н. В. Иванова</b>

**Адрес редакции:**

*103009, Москва,  
ул. Б. Никитская, 5/7.  
Тел. 203-31-28,  
939-49-61*

Сдано в набор 10.11.95  
Подписано в печать 11.12.95  
Формат 70×100/16  
Бумага газетная  
Гарнитура литературная  
Высокая печать  
Усл. печ. л. 7,8 Усл. кр.-отт. 4,68  
Уч.-изд. л. 7,65  
Тираж 600 экз. Заказ № 132  
Изд. № 6015

---

Ордена «Знак Почета» издательство  
Московского университета,  
103009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.  
Типография ордена «Знак Почета»  
издательства МГУ,  
119899, Москва, Воробьевы горы

# Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4 ГЕОЛОГИЯ

№ 1-1996-ЯНВАРЬ—ФЕВРАЛЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

## СОДЕРЖАНИЕ

Маракушев А. А., Шарфман В. С., Костина Р. И. Петрология и колчеданосность современных и древних вулканогенных комплексов	3
Беляев О. Е., Читалин А. Ф. Тектоника южного обрамления Карагандинского синклиория. Статья II	18
Бобров А. В., Гаранин В. К. Минералогия и генезис зональных нодулей пироповых перидотитов	35
Трофимов В. Т., Красилова Н. С., Герасимова А. С. Картографическая модель устойчивости массивов глинистых и песчаных пород к техногенным воздействиям	47
Чижов А. Б. Экзогенная геодинамика криолитозоны: направления исследования	61
Брусиловский С. А., Виноградова Е. Л., Смирнова С. А. Расчетный метод определения плотности подземных вод	67
<i>Краткие сообщения</i>	
Рафикова Ф. З. Содержание углекислоты в газовой фазе флюидных включений как индикатор физико-химических условий образования скаполита (Восточный Памир)	74
Плечов П. Ю., Синогейкин С. В. Генезис апатит-нефелиновых руд Хибинского массива	77
Бульчев А. А., Гилод Д. А., Гладун В. А. Сравнительный анализ результатов набортных гравиметрических наблюдений и данных спутниковой альтиметрии в районе о-ва Буве (Субантарктика)	80
Осокин А. Б. Геокриологические условия района пос. Билибино (среднее течение р. Б. Кепервеем, бассейн р. Малый Анюй)	84
Игнатова И. Д., Модин И. Н., Шевнин В. А. Векторная съемка в методе сопротивлений	88
<i>Юбилей</i>	
Юлия Ивановна Корчагина	92
Сообщение о предварительных экзаменах (заочно-очный тур) на геологический факультет Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова	94



УДК 552.11:550.82

А. А. Маракушев, В. С. Шарфман, Р. И. Костина

**ПЕТРОЛОГИЯ И КОЛЧЕДАНОНОСНОСТЬ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ**

Как показывают данные изучения древних колчеданных месторождений на континентах и современных рудопроявлений в Мировом океане, колчеданные руды образуются в широком диапазоне геодинамических обстановок, в которых проявлен подводный вулканизм. Каждой обстановке свойственны магмы определенного состава, которые в результате эволюции магматических очагов, кристаллизационной дифференциации, ликвации и взаимодействия магматических расплавов с флюидными потоками изменяются сами и приобретают металлогеническую специализацию, колчеданное (медно-цинковое) рудообразование мы отчасти рассматривали ранее.

Колчеданные месторождения традиционно разделяют на ряд типов: галапагосский (срединно-океанический), кипрский, уральский, куроко и рудноалтайский [13, 15], в которых в колчеданных рудах последовательно возрастает роль свинца относительно меди и цинка (переход от колчеданных к колчеданно-полиметаллическим месторождениям рудноалтайского типа). Эта последовательность изменения характера рудообразования закономерно коррелирует с эволюцией вулканизма и составом вулканогенных формаций, что мы и рассмотрим в статье.

**Срединно-океанический (галапагосский) тип колчеданных месторождений**

Современные рудопроявления колчеданных руд приурочены к осевым зонам срединно-океанических хребтов Тихого, Атлантического и Индийского океанов [11, 16] и связаны с толеитовыми базальтами (северная часть Восточно-Тихоокеанского поднятия) и базальт-ферробазальтовыми комплексами (южная часть Восточно-Тихоокеанского поднятия, хр. Хуан-де-Фука). В детально исследованном бурением Галапагосском рифте и в других зонах срединно-океанического хребта в ассоциации с колчеданными рудопроявлениями неизменно установлены ферробазальты, ферроандезиты (исландиты), реже железистые дациты и риолиты [24], тогда как осадочные породы распространены незначительно, а порой практически отсутствуют.

В базальтах колчеданосных формаций срединно-океанических хребтов, обладающих натриевой петрохимической специализацией, во вкрапленниках представлены оливин (хромшпинель), оливин (хромшпинель) + плагиоклаз, оливин + плагиоклаз + клинопироксен, плагиоклаз + клинопироксен + железо-титанистый оливин + апатит.

Преобладают оливин (хромшпинель)-плагиоклазовые породы [41], причем нередко с обильными вкрапленниками плагиоклаза. Базальты, как хорошо раскристаллизованные, так и стекловатые, — в зональных корках подушек.

Наиболее яркое проявление современного колчеданообразования на океаническом дне — так называемые черные курильщики, сосредоточенные обычно на участках, где покровные лавы преобладают над подушечными, причем последние более молодые [8, 20, 23, 38]. Обычно лавы представлены субафировыми базальтами с редкими (<8%),

мелкими вкрапленниками или гломеропорфировыми сростками оливина (Fo) и плагиоклаза (An). [26] и основной массой, состоящей из темного стекловатого мезостазиса с кристаллитами оливина, плагиоклаза и скелетными выделениями авгита.

Появление черных курильщиков обусловлено поступлением на океаническое дно высокотемпературных эндогенных флюидов, которые обогащены тонко диспергированными сульфидами и углеродным веществом, выделяющимся в результате окисления содержащихся во флюидах углеродных соединений ( $\text{CH}_4 + \text{O}_2 = \text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$ ), а также развития реакций диспропорционирования ( $\text{CH}_4 + \text{CO}_2 = 2\text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$ ). Сульфидный состав и условия залегания руд подчеркивают их непосредственную связь как с глубинным колчеданообразованием, так и с формированием стратиформных сульфидных залежей, сингенетичных с осадочными отложениями. Наряду с черными курильщиками в рифтовых структурах океанического дна описаны более низкотемпературные белые курильщики, которые связаны с поступлением на дно флюидных струй, обогащенных кремнеземом.

Наблюдения над курильщиками позволяют понять, почему стратиформные колчеданные руды тесно ассоциируют с кремнистыми породами и черными сланцами, богатыми графитом или углекислым веществом, что типично для рифтогенных офиолитовых формаций, в вулканогенно-осадочные комплексы которых входят гипербазиты дунит-гарцбургитового типа. В срединно-океанических хребтах офиолитовые формации получили название эмбриональных по сходству с образованием начальных собственно вулканических этапов развития эвгеосинклиналей, предшествующих экстенсивному накоплению в них терригенного материала. В составе этих офиолитовых формаций преобладают толеитовые базальты, ассоциирующие с серпентинизированными гипербазитами дунит-гарцбургитового ряда, с кремнистыми сланцами и пелитовыми отложениями. Подчиненные им колчеданные руды разнообразно представлены, например в Галапагосской рифтовой структуре, в виде активной зоны спрединга океанического дна, разделяющей океанические плиты Кокос и Наска.

В этом (галапагосском) типе колчеданного оруденения медные и медно-цинковые сульфидные руды (практически без свинца) представлены метасоматическим (в трубообразных залежах) и стратиформным типами оруденения, строго контролируемого зонами поступления в эти структуры восстановленных ювенильных флюидов (колчеданные руды содержат включения углеводородов).

Колчеданные медно-цинковые проявления тесно связаны с магматическими очагами, которые по геофизическим данным установлены на небольших глубинах под срединно-океаническими хребтами. Мощность очагов варьирует, уменьшаясь до полного выклинивания по мере приближения к трансформным разломам, пересекающим с небольшими смещениями срединно-океанические хребты. Очаги расслоены на нижнюю (гипербазитовую) и верхнюю (базитовую) части, последняя непосредственно питает базальтовые извержения срединных хребтов в результате образования трещинных зон в породах, перекрывающих очаги. Базальты этого типа характеризуются широкими вариациями концентрации магния, которая находится в обратной корреляции с содержаниями железа, титана, ванадия, что определяет переходы от магниевых базальтов, содержащих около 16% MgO, к нормальным (8% MgO) и титанистым ферробазальтам (3—4% MgO). Таким образом, происходит фракционирование, ведущее к образованию ферробазальтовых расплавов, подвергающихся затем ликвации с отщеплением

исландитов, ферродацитов, риолитов (обычно повышенной щелочности), пантеллеритов, комендитов. Все средние и кислые породы океанов [12] относятся к этому типу, как и граниты и гранофиры (в том числе оловоносные), залегающие в кровле расслоенных интрузивов с феррогаббровым трендом дифференциации (месторождения Бушвелд, Скергаард и др.).

Подобное отщепление кислых расплавов отражает пироксен-кварцевую расплавную несмесимость, свойственную только остаточным магмам, богатым железом и титаном. Такой характер магматического расщепления в его предельном выражении в расплавах, практически не содержащих магнезия, фиксируется каплевыми текстурами в остаточных стеклах толентовых базальтов [14] (в скобках — составы каплевидных выделений, мас.%):  $\text{SiO}_2$  44,86 (75,61);  $\text{TiO}_2$  3,22 (0,29);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  7,96 (13,11);  $\text{FeO}$  3,76 (2,02);  $\text{MgO}$  0,30 (0,19);  $\text{CaO}$  10,09 (0,51);  $\text{Na}_2\text{O}$  2,32 (4,34);  $\text{K}_2\text{O}$  0,49 (3,93). Составы вариолей и матрицы аналогичны многим широко распространенным магматическим породам, имеющим, судя по этой аналогии, ликвидационную природу. Соотношениями составов вариолей и матрицы определяются дискретности, устанавливаемые в магматических сериях горных пород. К главным особенностям наиболее распространенных вариолитов относятся более основной (до ультраосновного) состав и сильная обогащенность матрицы железом по сравнению с вариолями. На диаграмме (рис. 1) обоз-

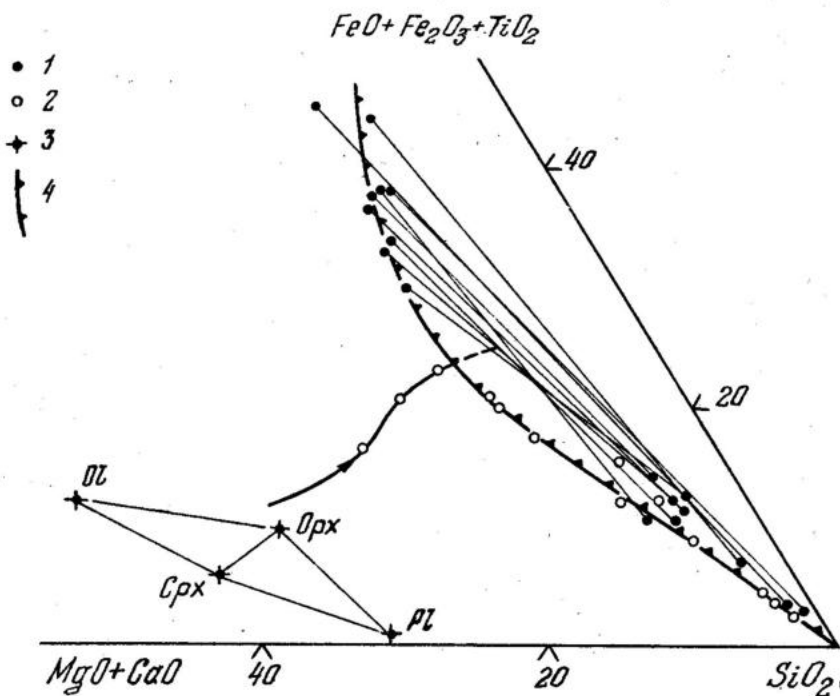


Рис. 1. Петрохимическая диаграмма (мас.%) магматической дифференциации базальтов — кристаллизационной на начальном этапе (показана стрелкой) и ликвидационной на заключительном: 1 — составы вариолей и заключающей их матрицы; 2 — базальты, ферробазальты, исландиты, ферродациты и липариты (риолиты) вулкана Тингмули в Исландии; 3 — фенокристаллы в базальтах; 4 — контур области магматического расщепления ферробазальтовой магмы (Pl — плагиоклаз, Ol — оливин, Orx — ортопироксен, Cpx — клинопироксен)

начен типичный для рифтогенного магматизма ферробазальтовый тренд кристаллизационной дифференциации, обусловленный фракционированием пироксенов совместно с плагиоклазом и завершающийся расщеплением расплавов с образованием небольших объемов пород среднего и кислого состава.

Колчеданное оруденение входит в ассоциацию с вулканическими комплексами, в которых эта дифференциация продвинулась достаточно глубоко и привела к образованию средних и кислых вулканитов: ферроандезитов (исландитов), железистых дацитов и риолитов. Это особенно ярко проявилось в восточной части Галапагосского рифта, где вулканические породы представлены двумя трендами магматической дифференциации: базальт-ферробазальтовым и ферробазальт-дацит-риолитовым (рис. 2).

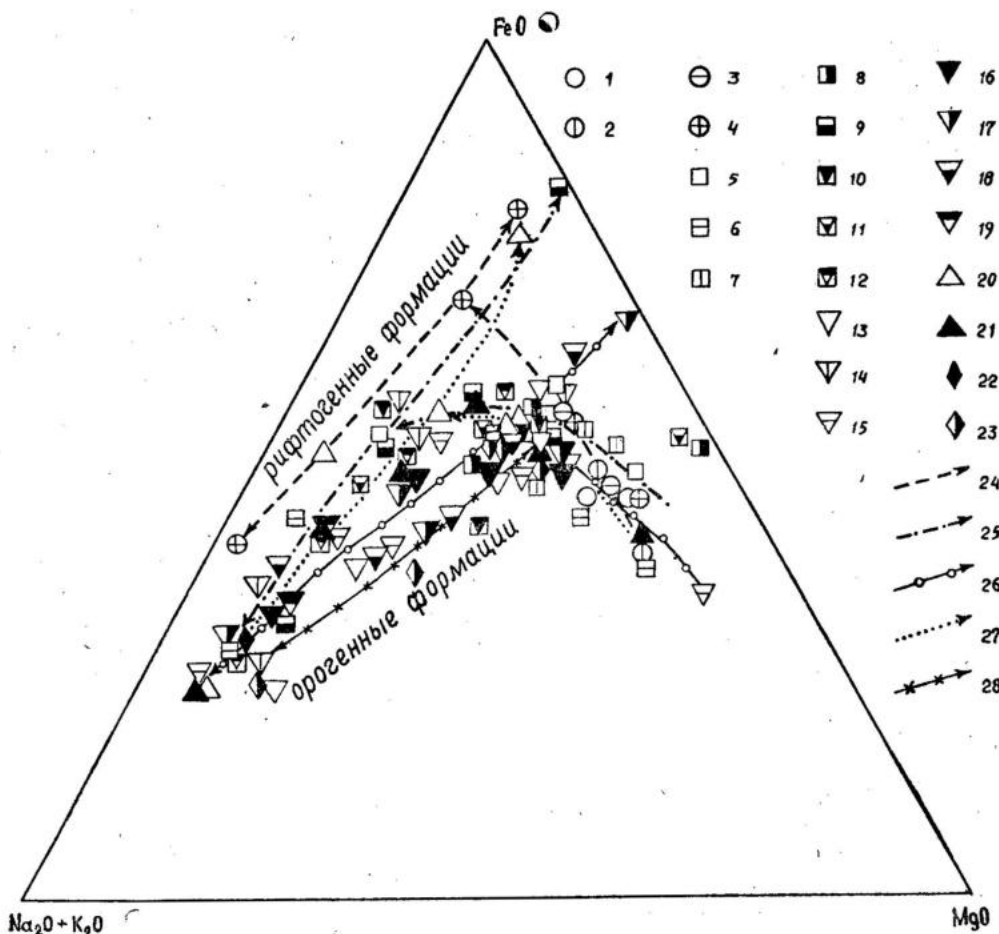


Рис. 2. Тренды магматической дифференциации в колчеданосных формациях на AFM-диаграмме (составили авторы с участием Ю. В. Миронова и Е. Н. Цыгановой): 1—23 — средние составы пород вулканогенных комплексов, вмещающих месторождения и рудопроявления: 1—4 — срединно-океанический комплекс (1 — север Восточно-Тихоокеанского поднятия [35, 36, каталог Мелсона], 2 — юг Восточно-Тихоокеанского поднятия [37, 42, 43, каталог Мелсона], 3 — хр. Хуан-де-Фука [3, 37, 41], 4 — Галапагосский рифт [27]); 5—12 — кипрский комплекс (5 — юг бассейна Лау [25, 29, 31], 6 — Марианский трог, 7 — север бассейна Лау [25, 29, 31], 8 — Кипр [26], 9 — Мугоджары [15], 10—12 — высокотитанистые комплексы Шемурского,

Хорошо изученный аналог магматических очагов, питающих рифтогенный магматизм с ферробазальтовым трендом дифференциации — Скергаардский интрузив в Гренландии, при изучении геохимии которого выявлено интенсивное накопление цинка (до 200 г/т) в богатых железом дифференциатах [28]. Это может служить прямым свидетельством генетической связи колчеданного медно-цинкового оруденения с ферробазальтовым трендом развития рифтогенного магматизма. Однако наблюдаемая иногда ассоциация колчеданных руд с кислыми железистыми дифференциатами показывает, что рудогенерирующая способность рифтогенных систем проявляется лишь при особенно глубоко продвинувшейся дифференциации этого типа, когда содержание магния в ферробазальтовых расплавах опускается ниже 3% MgO, так что они становятся неустойчивыми и подвергаются ферробазальт-дацит-риолитовому расщеплению и расслаиванию. В результате возникают, с одной стороны, богатые кремнеземом расплавы, с другой — магмы, крайне обогащенные железом, которые в структурах инфильтрации глубинных флюидов, названных Д. С. Коржинским (1968) трансмагматическими, легко подвержены сульфуризации с соответствующим обогащением их медью и халькофильными металлами, что и составляет основу развития колчеданного оруденения.

Формирование колчеданных руд в связи с сульфуризацией расплавов рассматривали также Л. Г. Жабин и В. С. Гладких (1980). Эта модель формирования сульфидных расплавов предусматривает как непосредственное внедрение этих расплавов в вулканогенные толщи, так и развитие на их основе гидротермально-осадочного рудообразования под воздействием потоков трансмагматических флюидов. Образование последних сопряжено с отделением кремнекислых расплавов в результате расщепления остаточных магм, что и определяет связь колчеданного оруденения с кислым вулканизмом, которая прослеживается во всех формационных типах, включая срединно-океанические хребты (Галапагосский рифт и др.). Колчеданоносные формации в срединно-океанических хребтах характеризуются ограниченным распространением осадочных отложений, так как формируются в удалении от континентальных областей сноса терригенного материала. Этим они отличаются от собственно эвгеосинклинальных формаций, накапливавшихся в рифтогенных прогибах континентальных окраин, с которыми и сопряжены месторождения кипрского типа.

### Кипрский тип колчеданных месторождений

Месторождения и рудопроявления кипрского типа связаны с дацит-базальтовыми вулканическими проявлениями офиолитовых ассоциаций, состав которых зависит от стадии их эволюции и стадии эволюции задуговых бассейнов соответственно. На самых ранних стадиях развития этих структур магматические проявления и колчеданное оруденение в них сходны с таковыми в описанных выше дифференци-

---

Верхнеуральского и Орловского блоков Урала соответственно); 13—19 — уральский комплекс (13 — Идзу-Бонинская дуга, 14 — дуга Волкано, 15 — Новогбридская дуга [33], 16—19 — низкотитанистые комплексы Шемурского, Учалинского, Верхнеуральского и Орловского блоков Урала соответственно); 20—21 — комплекс куроко (20 — трог Окинава [17, 38], 21 — Япония [банк данных В. М. Ряховского]); 22—23 — рудноалтайский комплекс (22 — Алейский антиклинорий, 23 — Синюшинский антиклинорий); 24—28 — тренды дифференциации вулканических комплексов, вмещающих месторождения и рудопроявления срединно-океанического (24), кипрского (25), уральского (26), куроко (27) и рудноалтайского (28) типов

рованных натриевых формациях срединно-океанических хребтов. Примером могут служить задуговые бассейны (Марианский трог, южная часть бассейна Лау), для которых характерны дацитсодержащие базальтовые формации. Показательна связь рудных тел с кислыми породами. В общем в комплексах преобладают подушечные базальты и андезитобазальты [33]. Фенокристаллы в базальтах представлены оливином (Fo), плагиоклазом (An) и клинопироксеном (диопсид-авгитом), их содержание варьирует от 1—2 до 20%, в андезитах и дацитах характерно присутствие вкрапленников плагиоклаза и клинопироксена (пижонита), а в основной массе — выделений магнетита и апатита. Среди структур основной массы пород встречаются стекловатая, гиалопилитовая, вариолитовая, офитовая и другие.

На Кипре колчеданные месторождения подчинены раннемеловому вулканогенному офиолитовому комплексу, в основании которого залегают сильно измененные базальты и гипербазиты, перекрытые толщами андезитодацитов (нижняя толща), базальтами, андезитобазальтами (верхняя толща). Месторождения (Агрокипия и др.) приурочены к контакту этих толщ. Пиллоу-лавы составляют в разрезе от 7 до 26%. На границах потоков и подушек развиты гиалокластиты. В клинопироксен-плагиоклазовой основной массе андезитов и дацитов нижней толщи встречаются редкие вкрапленники тех же минералов, иногда образующие гломеропорфировые сростания. Присутствуют также редкие и мелкие зерна гиперстена.

Базальты, андезитобазальты и андезиты верхней толщи — субафировые. Редкие вкрапленники представлены измененным оливином, плагиоклазом и клинопироксеном. В основной массе развиты плагиоклаз и клинопироксен. Более древние (эйфельско-раннеживетские) колчеданные рудовмещающие комплексы и месторождения рассматриваемого типа представлены в Мугоджарах в виде мощной толщи базальтовых подушечных лав, включающей многочисленные силлы, лавовые купола, реже пластовые потоки без подушечной отдельности [6]. Между потоками нередко залегают линзы красных полосчатых яшм. Весь этот комплекс расчленен параллельными дайками базальтового состава.

Лавы представлены преимущественно зеленокаменно измененными афировыми базальтами со стекловатыми, микролитовыми и вариолитовыми структурами. В основной массе развиты микролиты плагиоклаза и клинопироксена.

Колчеданное оруденение в Мугоджарском комплексе представлено прожилково-вкрапленными халькопирит-пиритовыми рудами (месторождение Жерлы Оша). Рассмотренные месторождения связаны с вулканическими натриевыми комплексами, испытывшими только слабый зеленокаменный метаморфизм. Примером глубоко метаморфизованного мезозойского офиолитового колчеданного комплекса может служить пояс Санбагава в Японии. Руды в нем подчинены метаморфическим производным основных вулканических пород [9]. Необходимо подчеркнуть, что в рифтогенных вулканических комплексах роль кислых пород, как правило, незначительна, соответствует ферробазальтовому тренду дифференциации основных расплавов (рис. 1).

Пример докембрийских месторождений рассматриваемого типа — колчеданные (цинково-медные) стратиформные месторождения района Оутокумпу в Финляндии [39], подчиненные докембрийскому метаморфическому комплексу (с возрастом 2,1 млрд лет). В табл. 1 приведены средние составы колчеданных руд и вмещающих их пород. Пластовые тела руд обычно окаймлены черными сланцами, за которыми следуют кремнистые сланцы в ассоциации с серпентинизированными

гипербазитами. Обращает внимание повышенное содержание никеля и кобальта в рудах, а также полное отсутствие свинца. Это характерно вообще для колчеданных руд, подчиненных офиолитовым (эвгеосинклинальным) формациям, в состав которых входят серпентинизирован-

Таблица 1

Средние составы (мас. %, приведенные к 100%)  
пород и руд месторождений района Оутокумпу  
в Финляндии, по [39]

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	68,11	49,85	89,93	37,90	38,62
TiO <sub>2</sub>	0,72	0,91	0,02	0,01	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,21	13,85	0,94	0,70	0,54
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,08	0,24	0,50	0,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,41	0,18	0,28	0,61	—
FeO	4,46	1,65	0,44	2,42	—
MnO	0,03	0,04	0,02	0,08	0,07
MgO	2,28	4,11	1,48	38,44	0,53
CaO	2,33	4,18	2,12	0,45	0,33
Na <sub>2</sub> O	2,70	2,05	0,23	0,04	0,19
K <sub>2</sub> O	1,74	2,16	0,10	сл.	сл.
H <sub>2</sub> O	1,35	1,45	0,61	14,32	0,54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,07	0,02	сл.	0,02
CO <sub>2</sub>	0,10	0,08	1,17	0,45	0,11
C	0,67	8,14	0,46	—	сл.
F	0,06	0,09	0,08	—	сл.
Zn	0,71	4,79	0,67	1,18	25,49
Fe (S)	1,09	6,09	1,03	1,71	28,31
Pb	—	0,03	0,12	0,18	0,12
Cu	—	0,05	сл.	—	3,83
Au	—	0,03	сл.	—	1,01
Co	—	0,01	0,02	—	0,24
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,11	0,02	0,01	0,01

Примечание. 1—3—сланцы (1—слюдяные, 2—черные, 3—кремнистые); 4—серпентиниты; 5—сульфидные руды.

ные гипербазиты. Эти гипербазиты составляют основания эвгеосинклинальных разрезов, и колчеданные руды в них в основном сингенетичны вмещающим вулканогенно-осадочным породам, совместно с которыми они могут подвергаться складчатости и метаморфическим преобразованиям (месторождения Оутокумпу в Финляндии, Санбагава в Японии и др.) или же испытывать только слабые деформации и залежать в практически неметаморфизованных толщах (Кипр и др.). Разнообразие руд определяется различным соотношением осадочных отложений и основных эффузивов, представленных серией толеитовых базальтов. Так, в черносланцевой формации Оутокумпу [39] преобладают парапороды (слюдяные сланцы и гнейсы), непосредственно вмещающие рудные залежи, а в поясе Санбагава [9] прослеживается преимущественная приуроченность колчеданных тел к метабазитам (метаморфическим эквивалентам основных лав и пирокластитов).

#### Уральский тип колчеданных месторождений

Широко распространенные в пределах складчатых поясов месторождения уральского типа связаны с дифференцированными натриевыми вулканическими комплексами. На Урале ведущая колчеданос-

ная провинция находится в Тагильском и Магнитогорском прогибах (Главная вулканогенная зона Урала). Она приурочена к полосе интенсивных гравитационных положительных аномалий, обусловленных резким увеличением мощности «базальтового» слоя и редуцированностью «гранитогнейсового» слоя [2].

В Тагильском прогибе месторождения (Шемурское и Новошумское) приурочены к ордовикско-раннесилурийскому контрастному комплексу, перекрытому слабодифференцированной венлокской базальт-андезитовой формацией (именовская свита) [19]. Контрастный комплекс представляет собой толщу базальтоидов с локальными центрами кислого вулканизма. В нижней части толщи наблюдается чередование потоков миндалекаменных субафировых плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых базальтов и андезитобазальтов, реже андезитов и их туфов с плагиоклазовыми риодацитами. В верхней части толщи локализованы мелкие экструзии кварц-плагиоклазовых риолитов. Степень порфировости пород низкая, индекс эксплозивности несколько увеличивается снизу вверх по разрезу.

Рудовмещающие плагиоклазовые риодациты образуют экструзивные купола, характерно наличие большого количества титаномагнетита, превращенного в мелкую сыпь магнетита или гематита и скопления лейкоксена. Текстура пород массивная, часто флюидальная. Сходные по строению и составу контрастные комплексы среднедевонского возраста описаны в Орловском блоке Магнитогорского прогиба, однако пока в них известны лишь отдельные рудопоявления.

Наиболее крупные раннеживетские колчеданные месторождения в Магнитогорском прогибе приурочены к палеогрядам вулканов, сложенных породами базальт-риолитовой ассоциации. В целом в составе ассоциации базальты и андезитобазальты составляют 60—85, андезиты — 2—3, риолитодациты — 10—27, вулканогенно-осадочные породы — 4—10%. Некоторые исследователи выделяют здесь контрастный и непрерывный комплексы [17].

Контрастный тип рудовмещающего разреза описан в Учалинском рудном поле [18]. Вскрытая под базальтами нижняя часть рудовмещающего разреза представлена мелкокварцевыми и базокварцевыми риодацитами, с которыми ассоциируют колчеданные руды. Верхняя базальтовая толща мощностью >1000 м сложена лавами и туфами порфировых плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых базальтов. Соотношение плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых разновидностей составляет 1 : 1, туфов и лав — приблизительно 1 : 3, афировых базальтов практически нет.

В непрерывных комплексах, вмещающих большинство колчеданных месторождений Южного Урала, количество базальтов сокращается до 50—60%, широко развиты туфы плагиоклазовых базальтов и андезитобазальтов. До 5—12% объема комплексов занимают пироксен-плагиоклазовые кварцсодержащие андезиты, образующие либо лаво-пирокластические ассоциации либо экструзивные купола. Последние в Верхнеуральском блоке являются рудовмещающими (месторождения Озерное, Западно-Озерное). Среди кислых вулканитов преобладают кварц-плагиоклазовые риодациты, количество вкрапленников кварца и плагиоклаза составляет в них 10—20%. Текстура риодацитов — от массивной до флюидално-брекчиевидной и игнимбритовой. Две последние наиболее характерны для рудовмещающих разновидностей. Руды медно-цинковые со значительными вариациями содержания меди и цинка и с мизерным содержанием свинца (рис. 3, табл. 2).

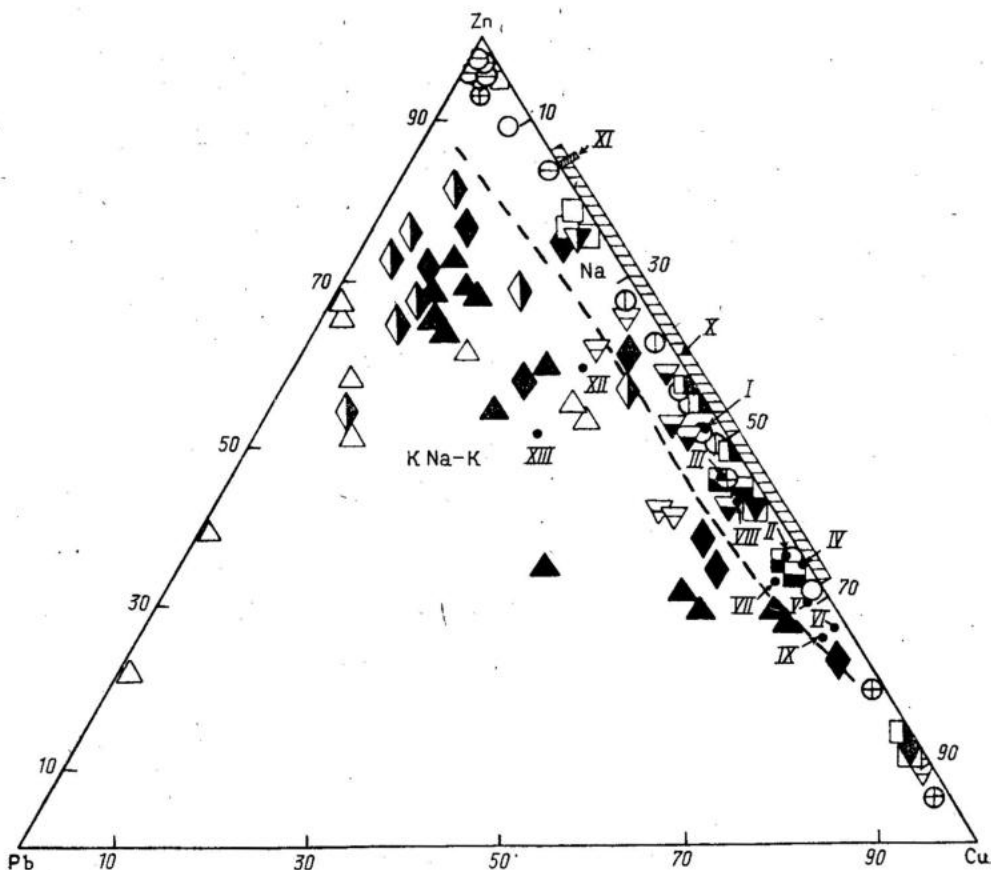


Рис. 3. Соотношение главных рудных компонентов в колчеданных рудах и в породах рудовмещающих комплексов, по [1, 4, 7, 17 и др.] с добавлениями и изменениями авторов и Ю. В. Миронова: I—XIII — соотношения  $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Pb$  в породах (I—II — базальты срединно-океанических хребтов, III — средний базальт окраинных бассейнов Манус и Лау, IV — базальт контрастной серии Урала, V — риолит контрастной серии Урала, VI — андезитобазальт, VII — андезитодацит, VIII — дацит непрерывной серии Урала, IX — риолит непрерывной серии Урала, X — базальт южной части Лау (интервалы значений  $Cu/Zn$ , определения свинца отсутствуют), XI — пикритобазальт трога Окинава ( $Cu/Zn$ , определения свинца отсутствуют), XII—XIII — продукты ликвации риолитовых расплавов Рудного Алтая). Штриховая линия разделяет породы натревой (Na), калиенатревой и калиевой (KNa—K) серий. Остальные услов. обозн. см. на рис. 2

Таблица 2

Содержания  $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Pb$  (в мас. %),  $Au$ ,  $Ag$  (в г/т) в различных месторождениях Учалинско-Александринской зоны (Южный Урал)

Металлы	Учалы	XIX Парт-съезда	Чебацье	Узельга	Талган	Западно-Озерное	Каменный плес	Александринское
$Cu$	1,1	2,68	1,7	1,32	3,16	0,9	0,65	0,69
$Zn$	3,74	2,0	2,48	2,62	3,61	1,09	2,4—4,7	4,63
$Pb$	0,15	0,20	0,20	0,15	0,45	0,16	2,4	0,52
$Au$	1,3	1,23	1,67	1,8	1,75	1,22	4,4	1,1
$Ag$	17,9	32,94	40,0	34,0	43,7	33,0	24,3	37,0

Современные колчеданные рудопроявления уральского типа известны в кальдерах вулканов Каиката (Идзу-Бонинская дуга) и Каруа (Новогребридская дуга). В Идзу-Бонинской дуге распространены базальты с подчиненным количеством дацитов и риолитов [30, 34]. Базальты представлены оливин-плаггиоклазовыми разновидностями с редкими вкрапленниками авгита.

В оливине отмечаются мелкие включения хромшпинели. Основная масса пород сложена плаггиоклазом, пироксеном, рудными минералами и стеклом, иногда встречается оливин. Пористость в большинстве образцов составляет 20—40%. В дацитах вкрапленники представлены плаггиоклазом (до 23%), в исключительных случаях и в крайне небольших количествах — оливином, клино- и ортопироксенами и роговой обманкой. Основная масса сложена плаггиоклазом, пироксенами, рудными минералами и стеклами. Выявлены также роговая обманка, кварц и апатит. В южной части Идзу-Бонинской дуги (дуга Волкано), где известно рудопроявление в кальдере вулкана Каиката, драгированы андезитобазальты, андезиты, дациты и риолиты, однако сведения о петрографии этих пород ограничиваются тем, что андезиты вулкана Иво-Джима содержат оливин, авгит и зональный плаггиоклаз (андезин-анортотлаз), а в некоторых породах отмечены находки зеленого пироксена, вероятно, акмита [43].

В Новогребридской вулканической дуге развиты продукты не только подводной вулканической деятельности, характерной для колчеданосных ассоциаций, но и субаэральной. Наиболее распространены лавовые брекчии и туфы, местами переслаивающиеся с базальтовыми и андезитовыми пиллоу-лавами. В вершинных частях некоторых вулканов имеются дацитовые пемзы.

Вулканогенные комплексы, вмещающие месторождения уральского типа, характеризуются трендом дифференциации, который можно назвать андезитовым, связанным с интенсивным фракционированием оливина, что сопровождалось накоплением в остаточных расплавах кремнезема, щелочных металлов и сменой основного магматизма средним. Однако этот тренд (рис. 2), как и ферробазальтовый, завершается расщеплением расплавов с образованием больших объемов кислой магмы и относительно небольшого количества расплавов, богатых железом, подвергающихся сульфуризации, что служит основой развития колчеданного оруденения, которое генетически связано с базальт-андезитовым типом магматизма. Поскольку в развитии этого оруденения фракционирование плаггиоклаза играло подчиненную роль, свинец накапливался совместно с цинком в остаточных расплавах, но в несравненно меньшем количестве, что и определило специфику металлического состава колчеданного оруденения этого типа (рис. 3).

Возрастание флюидного давления в магматических очагах связано с переходом от спрединга к режиму сжатия вулканических подвижных поясов. В коре океанического типа это реализуется путем развития щелочного уклона в базальтовом магматизме, а при наличии сиалического складчатого фундамента ведет к развитию магматизма орогенного типа. Начало перехода от рифтогенного к орогенному магматизму рассматривали [14] при сопоставлении Галапагосского рифта и Мугоджар (табл. 3), где вулканические циклы завершаются извержениями вариолитов дацит-ферробазальтового типа (мас.%, приведенные к 100):  $\text{SiO}_2$  51,97 (68,55);  $\text{TiO}_2$  1,96 (1,80),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  12,05 (12,71);  $\text{FeO}$  15,35 (5,03);  $\text{MnO}$  0,28 (0,06);  $\text{MgO}$  3,81 (0,95);  $\text{CaO}$  11,69 (4,38);  $\text{Na}_2\text{O}$  2,72 (5,83);  $\text{K}_2\text{O}$  0,12 (0,11),  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,05 (0,58).

Представительные составы (мас. %, приведенные к 100%) пород колчеданосных формаций

Оксиды	Галапагосская формация				Уральская формация			
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	50,29	56,20	54,26	72,64	52,75	50,05	53,93	75,02
TiO <sub>2</sub>	1,03	2,45	3,55	0,65	0,78	0,76	0,86	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,29	11,68	11,18	12,84	12,48	18,20	14,73	12,67
FeO	9,05	15,24	18,19	4,70	10,23	13,72	12,23	3,15
MnO	—	0,26	0,17	—	0,21	0,19	0,20	0,03
MgO	8,46	2,68	2,71	0,25	10,09	4,63	5,68	0,52
CaO	12,54	7,42	7,80	2,73	10,10	7,62	11,83	1,09
Na <sub>2</sub> O	2,21	3,35	1,44	4,46	3,19	4,06	0,37	6,54
K <sub>2</sub> O	0,06	0,32	0,31	1,67	0,04	0,69	0,07	0,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,40	0,39	0,06	0,13	0,08	0,10	0,04

Примечание. 1 — базальт, 2 — базальтовое стекло, 3 — стекловатое включение в базальте, 4 — риодацит; 5—8 — Учалинское месторождение (5—7 — базальты, 8 — риолит), по [14]. Все железо в виде FeO, прочерк — элемент не диагностировался.

Дальнейший шаг на этом пути — переход к риолит (дацит)-базальтовым колчеданосным формациям Урала, типичным представителем которых является вулканический комплекс Учалинского рудного поля (табл. 2), он формировался в палеозое и завершился герцинской складчатостью.

#### Тип колчеданно-полиметаллических месторождений куроко

Колчеданно-полиметаллические месторождения типа куроко ранне-среднемиоценового возраста сформировались в узком трого («пояс зеленых туфов») в пределах Японской энсиалической дуги [31]. В рудном районе Хокуроку нижняя часть разреза сложена шаровыми базальтами и аргиллитами, верхняя — лавами дацитового состава в форме потоков и экструзивных куполов калий-натриевой петрохимической специализации, которые перекрыты туфами кислого состава. Базальты представлены пироксен-плаггиоклазовыми разновидностями с интерсертальной структурой. С ними иногда ассоциируют андезиты с фенокристаллами плаггиоклаза, клино-, реже ортопироксена. Дациты и риолиты кварц-плаггиоклазовые. В риолитах во вкрапленниках преобладает кварц, встречается калиевый полевой шпат. В породах экструзивных куполов («белые риолиты») иногда отмечаются роговая обманка и биотит. Структуры основной массы стекловатые, криптокристаллические. Текстуры массивные, иногда перлитовые. Рудные тела представлены стратиформными пластовыми залежами среди туфов и риолитов, залегающими согласно с ассоциирующими осадочными породами, и находятся в тесной пространственной связи с вулканокупольными риолитовыми структурами, расположенными в изометричных палеодепрессиях.

К современным аналогам колчеданных объектов типа куроко относят рудопоявление в трого Окинава, который расщепляет энсиалическую дугу Рюкю [32]. Из северной части трого драгированы андезиты, их туфы, а также андезитодациты. Последние, по-видимому, слагают относительно редкие линзы. Среди андезитов выделяют пироксен-плаггиоклазовые и плаггиоклазовые разновидности. В пироксен-плаггиоклазовых андезитах количество вкрапленников, представленных пла-

гиоклазом, клинопироксеном, измененным ортопироксеном и иногда рудным минералом, составляет от 10 до 25, реже до 40%. Основная масса — гиалопилитовая и пилотакситовая.

В плагиоандезитах и андезитодацитах вкрапленники, общее количество которых составляет 25—40%, представлены преимущественно плагиоклазом (Ап), изредка клинопироксеном (вероятно, авгитом) и рудным минералом. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру, состоит из тонких лейст плагиоклаза, рудной пыли и хлоритизированного стекла. Петрографическое описание породы из средней части трога Окинава, где известно проявление современных колчеданных руд, отсутствует. Отмечено только, что в отличие от северной части трога здесь развита базальт-риолитовая ассоциация [36]. Рудопроявление расположено в кальдере подводного вулкана Ирена, заполненной неконсолированными осадками мощностью 10—20 м [32].

### Рудноалтайский тип полиметаллических месторождений

Рудноалтайская колчеданно-полиметаллическая провинция входит в состав вулканогенного пояса Юго-Западного Алтая. В ее пределах выделяются Алейское и Синюшинское вулканотектонические поднятия, заложившиеся в раннем девоне на мощной (38—55 км) коре континентального типа и прослеживаемые по простирацию на несколько сотен километров при ширине в несколько десятков километров [21]. Месторождения приурочены к базальт-риолитовой калий-натриевой ассоциации, сформировавшейся в течение эмско-эйфельского, позднеэйфельского — раннефранского и позднефранско-фаменского этапов. Сложное блоковое строение земной коры обусловило относительную автономность развития вулканизма в различных структурно-формационных зонах.

Разрез Синюшинского поднятия, вскрытый на глубину до 2600 м, имеет трехчленное строение с преобладанием кислых вулканитов и их туфов в нижней и верхней частях разреза. Средняя часть (около 30% мощности разреза) представлена базальтами и их туфами. В разрезе Алейского поднятия, общая мощность которого составляет 1600—3600 м, выделяются две части: нижняя, собственно контрастная, мощностью 200—600 м, и верхняя, трехчленная, имеющая некоторые черты непрерывных разрезов. Последняя представлена (снизу вверх) мелкопорфировыми кварц-плагиоклазовыми риолитами, порфировыми базальтами и снова риолитами с ассоциирующими с ними туфами и вулканогенно-осадочными породами при незначительном развитии андезитобазальтов и андезитодацитов.

В целом в вулканогенных комплексах Рудноалтайской провинции преобладают лавы, туфы и лавовые брекчии кварц-плагиоклазовых, реже плагиоклазовых риодацитов (45—50%). Базальты (преимущественно порфировые, миндалекаменные плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые разновидности) и их туфы составляют 15% объема. Довольно значительную роль в разрезе (35—40%) играют вулканогенно-осадочные породы. Отмечен в целом антидромный характер развития формации. В рудах выявлено существенное содержание свинца (рис. 3).

**Заключение.** Сравнивая месторождения различного типа, сформировавшиеся в разных геотектонических обстановках, нетрудно заметить, что состав руд тесно связан с петрологическими особенностями рудоносных вулканогенных комплексов. Относительная доля свинца определяется щелочной специализацией вулканических серий, что объясняется изоморфизмом свинца и калия. Медно-цинковое оруденение

контролируется натриевыми сериями, медно-свинцово-цинковое и свинцово-цинковое — калий-натриевыми и калиевыми (рис. 3). На геохимическую специализацию рудоконтролирующих риолитовых комплексов существенное влияние может оказывать ликвация, в результате которой образуются фазы с различной степенью обогащения калием.

Колчеданно-полиметаллические месторождения, широко представленные на Алтае и в Японии (тип куроко), завершают ряд генетических типов колчеданных месторождений: галапагосский — кипрский (Оутокумпу, Санбагава) — уральский — алтайский (куроко).

Месторождения типа куроко (Япония) представляют собой стратиформные колчеданно-полиметаллические залежи, генетически связанные с подводным кислым вулканизмом и имеющие неогеновый возраст (Мацукума, Хорикоси, 1973). В рудах содержатся барит, гипс, ангидрит. Руды представлены пиритовыми, пирит-халькопиритовыми (желтыми) и галенит-сфалеритовыми (черными) разновидностями.

На многих месторождениях гидротермально-осадочные (стратиформные) руды сочетаются с рудами, образовавшимися путем замещения пород при внедрении в них рудных расплавов на некоторой глубине. Участие сульфидных расплавов в формировании испытывших метаморфизм высокотемпературных (560—890 °С) колчеданных залежей на месторождениях Рудного Алтая доказано В. И. Старостиним и его сотрудниками. Эти залежи имеют интрузивные контакты с вмещающими породами и содержат ксенолиты гидротермально измененных пород осадочных руд и округлые выделения пирита и кварца.

Образование колчеданно-полиметаллических руд охватывает большой температурный диапазон (600—250°) и происходит в следующей последовательности: медные — медно-цинковые полиметаллические — барит-полиметаллические, что свидетельствует об унифицированном процессе развития оруденения. Возможно, что процесс отражает глубинную кристаллизацию сульфидных магм в таком порядке: пирит (или пирротин) — пирит+халькопирит — пирит+халькопирит+сфалерит, кристаллизация сопровождается последовательным накоплением свинца и бария в остаточных расплавах. При этом остаточные расплавы должны приобретать все более флюидный характер (обогащаться солевыми и другими легкоплавкими компонентами) до гелевых расплавов, что фиксируется в рудах образованием колломорфных структур.

Содержание солей (главным образом хлоридов) во включениях в сульфидах алтайских месторождений достигает 35% при таком количественном соотношении  $Mg > Na > K$  (в океанской воде это соотношение имеет вид  $Na > Mg > K$ ). Накопление в остаточных расплавах магния может быть прямым следствием кристаллизации сульфидов, связывающих железо. С кристаллизацией сульфидов, вероятно, связано и возрастание кислородного потенциала расплавов, необходимое для образования барита, завершающего циклы сульфидно-полиметаллического рудообразования:  $3FeO + BaO + 7S = 3FeS_2 + BaSO_4$ .

Главную проблему в эндогенном рудообразовании представляет механизм концентрации металлов. Применительно к колчеданным рудам, представленным огромными залежами пирита или пирротина, эта проблема решается на основе выявления специфики магматической дифференциации, ведущей к образованию расплавов, крайне богатых оксидами железа. Такие лавы при вулканизме извергаются редко (например, магнетитовые лавы, описанные в Чили и на Сибирской платформе), что объясняется их неустойчивостью на глубине в магматических очагах, где они под воздействием трансмагматических флю-

идов подвергаются сульфуризации, обогащаясь при этом медью и халькофильными металлами. Обогащение связано, с одной стороны, с флюидным воздействием на сульфидные расплавы, а с другой — с экстракцией ими металлов из силикатных расплавов.

При рассмотрении рис. 1 видно, что отщепление богатых железом расплавов в ходе магматической дифференциации сопровождается образованием кремнекислых магм. Поэтому возникновение колчеданных руд в рассмотренных формационных типах сопровождается образованием средних и кислых вулканических пород. Однако количество этих пород (относительно базальтов) незначительно в рифтогенных структурах (галапагосский и кипрский типы) и последовательно возрастает с переходом к орогенным структурам, которым соответствуют колчеданные месторождения уральского, куроко и рудноалтайского типов. Это связано с изменением области расслаивания расплавов, обусловленным вариациями флюидного давления в магматических очагах — минимального в открытых рифтовых структурах и возрастающего с переходом к структурам сжатия, свойственным орогенезу. Указанное прежде всего отражается на составе средних и кислых дифференциатов, которые в собственно рифтогенных структурах представлены ферроиолитами, ферродациитами и ферроандезитами (исландитами), а с переходом к орогенному магматизму железистость (рис. 3) кислых и средних пород последовательно понижается, что хорошо коррелируется с изменением состава колчеданных руд (повышение в них роли свинца с переходом к уральскому, куроко и рудноалтайскому типам соответственно).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонин В. В. Ликвация и формирование рудоносных вулканогенных комплексов. М.: Изд-во МГУ, 1987.
2. Берлянд Н. Г. Развитие земной коры Уральской эвгеосинклинали по геофизическим данным//Сов. геология. 1981. № 8. С. 31—40.
3. Геологическое строение и гидротермальные образования хребта Хуан-де-Фука. М.: Наука, 1990.
4. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб.: Недра, 1992.
5. Горжевский Д. И. История формирования колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая//Отеч. геология. 1993. № 3. С. 18—27.
6. История Уральского палеоокеана. М.: Недра, 1984.
7. Колчеданные месторождения мира. М.: Недра, 1979.
8. Краснов С. Г., Черкашев Г. А., Колосов О. В. и др. Распространение высокотемпературных гидротерм и сульфидных руд на Восточно-Тихоокеанском поднятии//Геология морей и океанов/Тез. докл. 10-й Междунар. школы морской геологии. Т. 3. М.: ИО РАН, 1992. С. 27—28.
9. Канехира Л., Тацуми Т. Обзор пластовых медно-колчеданных месторождений Японии//Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973. С. 53—72.
10. Кривцов А. И. Обстановка и условия древнего и современного рудообразования//Геол. рудн. месторождений. 1987. № 3. С. 3—17.
11. Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990.
12. Лучицкий И. В. О кислых магматических породах океанов//Геотектоника. 1973. № 5. С. 22—35.
13. Маракушев А. А. Новый принцип систематики изверженных пород//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 6. С. 3—27.
14. Маракушев А. А., Панеях Н. А., Шарфман В. С. Природа колчеданности вулканических формаций//Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 1. С. 87—90.
15. Миронов Ю. В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки//Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1484—1487.
16. Рона Р. Образование месторождений из горячих источников на дне океана//В мире науки. 1986. № 3. С. 46—55.

17. Серавкин И. Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986.

18. Цыганова Е. Н., Костина Р. И. Петрология надрудных базальтов Учалинского рудного поля (Южный Урал)//Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология. 1993. № 4. С. 18—23.

19. Цыганова Е. Н., Шарфман В. С., Костина Р. И. Петрология шемурской колчеданосной формации Северного Урала//Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология. 1992. № 3. С. 34—40.

20. Черкасов С. В., Мионов Ю. В. О взаимосвязи морфологических, тектонических, петрогеохимических неоднородностей и современной гидротермальной активности в осевой зоне участка 8° с.ш.—14° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия//Магматизм рифтов (петрология, эволюция, геодинамика). Кн. 2. М.: Наука, 1989.

21. Шарфман В. С., Авдонин В. В., Костина Р. И. и др. Девонские вулканогенные комплексы Урала и Алтай и их колчеданосность//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 4. С. 17—22.

22. Шарфман В. С., Цыганова Е. Н. Типы контрастных колчеданосных формаций геосинклиналей//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 2. С. 12—18.

23. Ballard R. D., van Andel Tj. H., Holcomb T. T. The Galapagos rift at 86,5°, variations in volcanism, structure, and hydrothermal activity along a 30 km segment of the rift valley//J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87. Ser. B. P. 1149—1162.

24. Byers C. D., Christie D. M., Muenow D. W. et al. Volatile contents and ferric-ferrous ratios of basalt, ferrobasalt, andesite and rhyodacite glasses from the Galapagos 95,5° W propagation rift//Geochim. et Cosmochim. Acta. 1984. Vol. 48. N 11. P. 2239—2245.

25. Byers C. D., Muenow D. W., Garcia M. D. Volatile in basalt and andesite from the Galapagos spreading center, 85 to 86° W//Geochim. et Cosmochim. Acta. 1983. Vol. 47, N 9. P. 15551—15558.

26. CYAMEX Scientific team/J. Francheteau, H. D. Needham, P. Choukroune et al. First manned submersible dives on the East Pacific Rise at 21° N (project RITA): general results//Mar. Geophys. Res. 1981. Vol. 4. P. 345—379.

27. Davis A. S., Claque D. A., Morton J. L. Volcanic glass composition from two spreading centers in Lau Basin, Southwest Pacific Ocean//Geol. Jahrbuch. Hannover, 1990. Heft 92. P. 481—501.

28. Dissanyake C. B., Vincent E. A. Zing in pocks and minerals from the Skaergaard intrusion, East Greenland//Chem. Geol. 1972. Vol. 9, N 4. P. 98—114.

29. Eissen J.-P., Lefevre C., Mailet P. et al. Petrology and geochemistry of the central North Fiji Basin spreading centre (Southwest Pacific) between 16° S and 22° S//Marine Geol. 1991. Vol. 98. P. 201—239.

30. Fryer P., Taylor B., Langmuir C. et al. Petrology and geochemistry of lavas from the Sumisu and Torisima backarc rifts//Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 100. P. 161—178.

31. Geology of Kuroko deposits//Mining geology. Special Issue. 1974. N 6.

32. Halbach P., Nakamura K., Wakaner M. et al. Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulfide deposits in the Okinawa trough back-arc basin//Nature. 1989. Vol. 338. P. 496—499.

33. Hawkins J. W., Lonsdale P. F., Macdougall J. D. et al. Petrology of the axial ridge of the Mariana Trough back-arc spreading center//Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 100. P. 226—250.

34. Hochstaedter A., Gill J., Kusacabe M. et al. Volcanism in the Sumisu Rift, 1. Major element, volatile, and stable isotope geochemistry//Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 100. P. 179—194.

35. Juteau T., Eissen J. P., Francheteau J. et al. Homogeneous basalts from the East Pacific Rise at 21° N: steady state magma reservoirs at moderately fast spreading centres//Oceanologia acta. 1980. Vol. 3, N 4. P. 487—503.

36. Kimura M., Uyeda S., Kato Y. et al. Active hydrothermal mounds in the Okinawa Trough back-arc basin, Japan//Tectonophys. 1988. Vol. 145. P. 319—324.

37. Lonsdale P., Hawkins J. Silicic volcanism at an offaxis geothermal field in the Mariana Trough back-arc basin//Geol. Soc. Amer. Bull. 1985. Vol. 96. P. 940—951.

38. Marchig V., Gundlach H., Holler G. et al. New discoveries of massive sulfides on the East Pacific Rise//Marine Geol. 1988. Vol. 84. P. 179—190.

39. Peltola E. Origin of precambrian copper sulfides of the Outokumpu district, Finland//Econ. Geol. 1977. Vol. 73, N 4. P. 461—477.

40. Shiozaki H. On the keratophiric rocks associated with bedded cupriferous pyrite deposit of the Nako mine, Japan//J. Earth Sci. Nagoya Univ. 1961. Vol. 9. P. 173—184.

41. Sinton J. M., Smaglik S. M., Machoney J. J. et al. Magmatic process at superfast spreading mid-ocean ridges: Glass compositional variations along the East Pacific Rise 13°–23°S//J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96. B4. P. 6133–6155.
42. Stern R. J., Ring-Nan Lin, Morris J. D. et al. Enriched back-arc basin basalts from the northern Mariana Trough: implications for the magmatic evolution of back-arc basins//Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 100. P. 210–225.
43. Stern R. J., Smoot N. C., Rubin M. Unzipping of the Volcano Arc, Japan//Tectonophysics. 1984. Vol. 102. P. 153–174.

Поступила в редакцию  
7.10.93

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 4, ГЕОЛОГИЯ. 1996. № 1

УДК 551.243(574.3)

О. Е. Беляев, А. Ф. Читалин

## ТЕКТОНИКА ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ КАРАГАНДИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ. СТАТЬЯ II<sup>1</sup>

### Структура Нуринского синклинория

Рассматриваемый регион включает центральную часть Нуринского синклинория, заключенную между Байдаулетовским и Карасорским сдвигами. В его строении участвует почти непрерывный мощный разрез морских вулканогенно-терригенных и карбонатно-терригенных отложений силура—нижнего карбона. А. Ф. Читалин [5] впервые показал, что синклинорий обладает интерференционной структурой, которая сформировалась в саурскую фазу складчатости в результате последовательного образования сначала складок северо-восточного простирания, а затем наложившихся на них складок северо-западной ориентировки (рис. 1). Складкам каждого этапа соответствовал свой парагенез разрывов и трещин. Новые данные, полученные нами в процессе геологической съемки и структурных исследований, дополняют прежние выводы.

Рассмотрим строение центральной части синклинория с запада на восток. Вдоль р. Топар в широтном направлении протягивается более чем на 45 км Топарская рамповая грабен-синклиналь, часто именуемая, вслед за А. А. Богдановым [3, 4], «наложенной мульдой». Однако очевидная линейность складки (соотношение осей 1:20) и отсутствие угловых несогласий в разрезе слагающих ее толщ не позволяют считать эту грабен-синклиналь ни мульдой, ни наложенной структурой [5]. В гравитационном поле синклиналь фиксируется линейным минимумом. Ядро складки сложено мелководными известняками, известковистыми и кремнистыми алевролитами фамена—турне, а также алевролитами нижнего—среднего визе, залегающими на ее пологом (25—40°) северном крыле с параллельным или незначительным азимутальным несогласием на вулканитах нижеживетской салкинтауской свиты. Южное крутое (50—85°) крыло складки взброшено на ее ядро по крупному Южно-Топарскому взбросу, сместитель которого, по данным гравиразведки, сначала круто (70—80°) падает на юг, а на глубине 3—4 км, вероятно, выполаживается. Вертикальная амплитуда взброса составляет не менее 1—2 км. К югу от взброса параллельно ему протягивается столь же крупный Топарско-Кенеспайский взброс, по которому на средний девон надвинуты толщи нижнего девона и силура.

<sup>1</sup> Статью I см.: Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология. 1993. № 6.

Кроме того, синклиналь нарушена многочисленными продольными малоамплитудными взбросами, подбросами, поперечными и диагональными сбросами, сдвигами и сбросо-сдвигами с амплитудами от нескольких метров и десятков метров до нескольких сотен метров.

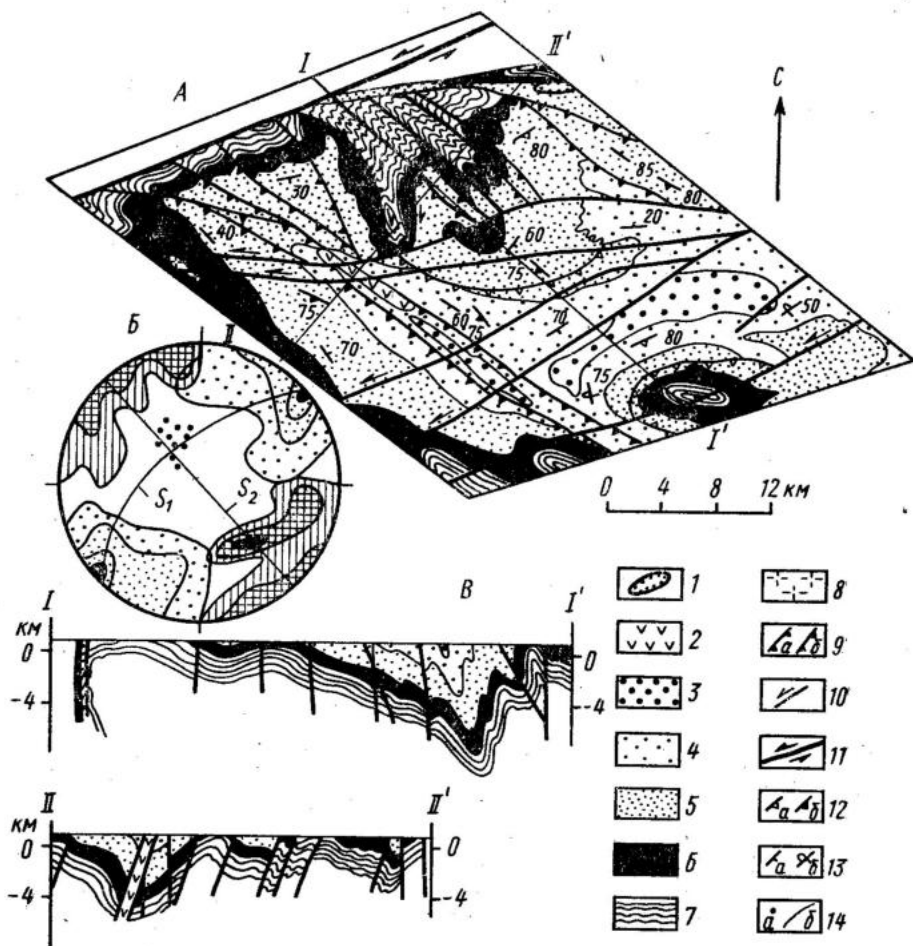


Рис. 1. Интерференционные складки в центральной части Нуринского синклинория, по [5]: А — геологическая схема, Б — стереограмма полюсов кливажа и шарниров складок, В — геологические разрезы; 1 — пермские наложенные мулды; 2 — среднекаменноугольная жерловина; 3 — средний — верхний девон, конгломераты; 4—6 — нижний девон, биотарская серия (4 — буркиткашканская свита, 5 — аккультукская свита, 6 — среднекакоктальская свита); 7 — верхний силур, исењская свита; 8 — среднекаменноугольные гранодиориты топарского интрузивного комплекса; 9 — вязкие кливажные взбросы и сдвиго-взбросы первого (а) и второго (б) этапов деформации; 10 — малоамплитудные сдвиги и сбросо-сдвиги; 11 — региональный Байдаулетовский сдвиг; 12 — ориентировка кливажа первого (а) и второго (б) этапов деформации; 13 — ориентировка слонности нормальной (а) и перевернутой (б); 14 — к стереограмме: шарниры мелких складок второго этапа (а), дуги больших кругов, соответствующие кливажу первого ( $S_1$ ) и второго ( $S_2$ ) этапов деформации (б)

Шарнир складки субгоризонтален, заметное воздымание под углами 30—50° он испытывает на ее восточном замыкании, где на дневную поверхность выступают отложения среднего—нижнего девона. Синкли-

наль диагонально рассечена Топарским левым сдвигом, которым ее половины разобщены на 4 км. Сдвиг смещает и вышеупомянутые разрывы, осложняющие складку.

В замке синклинали развиты мелкие складки и надвиги, которые мы изучали в карьере Южном (рис. 2). Вергентность складок преимущественно северная.

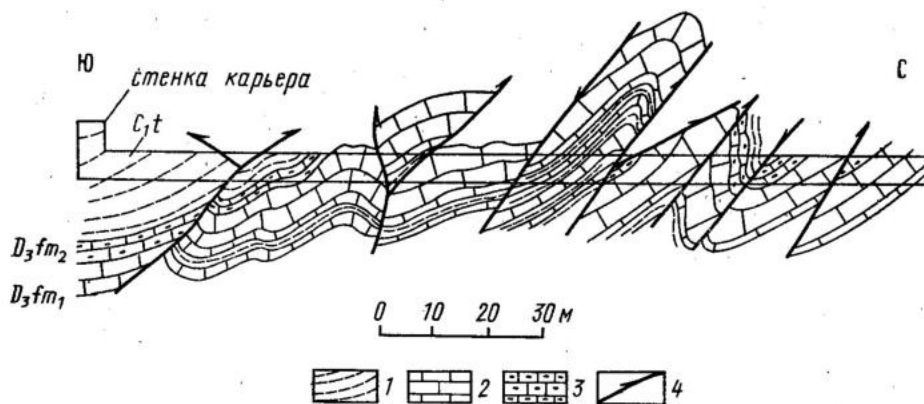


Рис. 2. Складки и разрывы в ядре Топарской синклинали: 1 — алевролиты; 2 — глинистые известняки; 3 — известняки; 4 — разрывы

Амплитуды и длины волн складок варьируют в пределах 0,5—2 м. Складки подобные, с аркообразными замками, нередко гребневидные и килевидные, дисгармоничные. В известняках и алевролитах отмечен густой волосовидный осевой кливаж. По кливажу и слоистости отмечены слабые расщепление и разлинзование пород. В глинистых известняках нередки муллион-структуры и псевдоконгломераты. Складки осложнены осепродолными взбросами, пологими сбросами и надвигами, оседиагональными и поперечными сбросо-сдвигами и сбросами. Амплитуды смещений по разрывам не превышают нескольких метров. В целом этот мезоструктурный парагенез соответствует вышеописанному мегаструктурному парагенезу Топарской синклинали и структурному парагенезу второго этапа деформации в Нурином синклинории [5].

Вдоль сбросов и надвигов породы ожелезнены и окварцованы; разрывы оперяются кулисными альпийскими кварцевыми (в алевролитах) или кальцитовыми (в известняках) жилками по трещинам отрыва и скалывания.

Кальцит-кварцевые прожилки по трещинам отрыва третьего этапа деформации рассекают также аргиллитовые и алевролитовые прослои в замках складок и расположены перпендикулярно их шарнирам. Количество и мощность этих прожилков соответственно обратно и прямо пропорциональны мощности прослоев. Растяжение по шарнирам происходило позже образования осевого кливажа в складках (отрывы пересекают кальцитовые кливажные прожилки). Поперечные отрывы возникли в результате осевого растяжения (1—2%) горных пород вдоль шарниров складок второго этапа деформации при их дожимании на третьем этапе, причем маловязкие глинистые известняки претерпели пластически — без видимого разрушения, а более вязкие и хрупкие алевролиты трескались.

Севернее западной половины Топарской синклинали в тектоническом блоке, который ограничен с юга крупным сбросом (кинемати-

чески — подбросом), осложняющим северное крыло складки, а с севера — широтным взбросо-сдвигом, зажаты породы позднесилурского возраста, слагающие Баурозек-Топарскую антиклиналь. Она представлена здесь лишь фрагментами своего периклинального замыкания. Шарнир складки под углом  $30^\circ$  погружается на юг. Складка рассечена малоамплитудными сбросо-сдвигами северо-восточного простирания. В алевропесчаниках проявлен кливаж двух генераций (субширотный и субмеридиональный) — показатель интерференционной природы этой структуры.

Севернее нее располагается крупная Баурозекская синформа со сложным строением. Ось синформы протягивается в северо-западном — юго-восточном направлении и ограничена Байдаулетовским и Топарским сдвигами. Ранее А. Ф. Читалин показал, что продолжением синформы в северо-западном крыле Байдаулетовского сдвига служит Жартасско-Комадырская синформа Спасского антиклинория, изгибающаяся Комадырскую синклиналь, Комадырско-Ялтинскую антиклиналь и Жалаирский надвиг [5, 6]. При этом смещение разобщенных сдвигом частей синформы (Жартасско-Комадырско-Баурозекской) оценивалось в 15—16 км. Восточное продолжение синформы, смещенное Топарским сдвигом, переработано Топарским интрузивом. Наши новые материалы не противоречат такой интерпретации. Баурозекская синформа — складка третьего этапа деформации, так как изгибается в плане пакет опрокинутых к югу складок и сдвиго-взбросов, а также рои синдеформационных кливажных кварцевых жил второго этапа и позднепалеозойских даек почти на  $90^\circ$ . Можно полагать, что изогнутые ныне складки и разрывы простирались первоначально в восток—северо-восточном направлении (так же, как сейчас простирается Комадырская синклиналь). Баурозекская синформа рассечена и многочисленными северо-восточными, преимущественно левосторонними сбросо-сдвигами, расположенными с шагом 0,5—1 км и утыкающимися в упомянутые более ранние деформированные крупные взбросо-сдвиги. С левосторонними сбросо-сдвигами сопряжены менее многочисленные правосторонние сбросо-сдвиги и сдвиги северо-западной ориентировки. Этот сдвиговый парагенез синхронен образованию синформы, возникшей в обстановке юго-западного—северо-восточного сжатия.

На востоке синформа сопряжена с западной периклиналью Сарыкольской антиклинали—антиформы, осложненной небольшими широтными и меридиональными складками двух этапов деформации (продолжение этой положительной структуры в Спасском антиклинории—Комадырско-Ялтинская антиклиналь). Рассматриваемая периклиналь сложена кливажированными алевролитами и песчаниками силура, которые пронизаны многочисленными безрудными или слабо золотоносными синдеформационными кварцевыми жилами, наследующими кливаж. Здесь же развиты протяженные вязкие кливажные взбросы и сдвиго-взбросы небольшой амплитуды. Их сместители, как и кливаж, падают под углами  $75$ — $85^\circ$  к юго-востоку. Взбросы смещаются диагональными и поперечными малоамплитудными сдвигами и сбросо-сдвигами.

На участке сближения Байдаулетовского и Топарского сдвигов структура пережимается, все осложняющие ее складки становятся почти изоклинальными и приобретают параллельное сдвигам восток—северо-восточное простирание, а по мере воздымания шарнира Сарыкольской антиклинали в восточном направлении и расширения ее ядра постепенно приобретают сначала широтное, а затем юго-восточное простирание, веерообразно виргируя на ее восточном замыкании и как

бы облекая Топарский интрузив. На этом замыкании степень сжатия осложняющих складок заметно уменьшается, шарниры их выполаживаются до 20—40°. В этом же направлении уменьшается количество кварцевых жил (чем сильнее деформированность пород, тем больше жил), чего нельзя сказать о количестве постскладчатых позднепалеозойских даек, наследующих кливаж и образующих мощный пояс, который протягивается далеко на восток в пределы ядра Аккультукской синклинали.

Кварцевые жилы Сарыкольской антиклинали — синдеформационные альпийские жилы второго этапа деформации. Видимо, не случайно они приурочены к наиболее сплюсненному участку ядра складки на интервале аномального (широтного) простираения ее оси. Сильное сжатие пород способствовало выжиманию и миграции флюидов по кливажным трещинам, приоткрывающимся под расширяющим воздействием флюидов. Дополнительное растяжение по трещинам вся эта структура испытывала и вследствие ее вращения против часовой стрелки в зоне пластичного (на этом этапе деформации) Байдаулетовского сдвига и расположения их параллельно направлению сжатия в зоне сдвига в процессе нарастающей сдвиговой деформации. Повышенная концентрация флюидов на этом участке была обусловлена также непосредственной близостью Топарского интрузива, магма которого, мигрируя (выжимаясь) вверх, сопровождалась опережающим ее флюидным фронтом.

В ядре Сарыкольской антиклинали проявлен следующий парагенез разрывов: параллельно осям осложняющих складок или несколько косо к ним протягиваются крутые кливажные вязкие взбросы и сдвиг-взбросы, нередко слегка изогнутые в плане (при этом кинематика разрывов меняется на существенно сдвиговую, а знак смещения зависит от направления отклонения разрыва от своей «взбросовой» ветви). Амплитуды смещений не превышают нескольких сотен метров, редко достигают 0,5—1 км. Разрывы достаточно протяженные (20—30 км) и регулярные — шаг разломов составляет в среднем 1 км. Кливажные разломы пересечены диагональными и поперечными малоамплитудными сбросо-сдвигами, сдвигами и сбросами. Нередко эти хрупкие разрывы утыкаются в более ранние вязкие нарушения, что обусловлено, видимо, разрядкой напряжения в местах утыкания первых во вторые. Сместители разломов субвертикальны, шаг наиболее крупных и протяженных разломов составляет в среднем 3—4 км; более мелкие разрывы имеют шаг 1—1,5 км. Осеперечные сбросо-сдвиги в центральной части ядра антиклинали дугообразно изогнуты в плане, что, вероятно, является следствием не столько их поздней деформации, сколько первоначальной ориентировки траекторий касательных напряжений. На мезомасштабном уровне описанному парагенезу разрывов соответствует парагенез кливажа и сопряженных сколов четырех систем — диагональных кливажу сдвиговых и поперечных к нему сбросовых (одна из систем субгоризонтальна).

Юго-западное крыло Сарыкольской антиклинали, протягивающееся вдоль северного контакта Топарского интрузива, осложнено поперечными складками северо-восточного простираения. Складки линейные, незамкнутые, их шарниры погружены на юго-запад под углами 30—40°. Длина полуволны наиболее крупных складок составляет 0,7—2,5 км, более мелкие складки имеют длину полуволны 0,25—0,4 км. Складки кливажные, кливаж в них круто падает на северо-запад. Вероятно, это складки первого этапа деформации, возникшие в условиях северо-западного—юго-восточного стресса.

В процессе геологической съемки Н. Л. Чечик на основании анализа стратиграфии и новых палеонтологических находок в породах верхнего силура и нижнего девона выделила дугообразную Айнасуйскую синклинали, которую мы трактуем как интерференционную структуру. Ось синклинали изогнута более чем на  $90^\circ$  относительно оси деформирующей ее Сарыкольской антиклинали—антиформы. В западном направлении Айнасуйская синклинали раскрывается и срезается Топарским интрузивом. Складка первоначально была опрокинута на северо-запад—северное ее крыло падает под углами  $40\text{--}60^\circ$ , а южное находится в перевернутом крутом залегании ( $65\text{--}85^\circ$ ) и погружается под крупный дугообразный в плане взброс, изгибающийся конформно оси синклинали. Складка рассечена такими же разрывами, что и Сарыкольская антиклиналь. На юго-востоке с Айнасуйской синклинали сопряжена крупная деформированная антиклиналь, плохо изученная из-за слабой обнаженности.

Аккультукская (Карасуйская) синклинали второго этапа деформации сопряжена с Сарыкольской на востоке. Ее юго-западное крыло имеет северо-восточное простирание, оно крутое ( $70\text{--}80^\circ$ ), практически не осложнено дополнительными складками, но сильно нарушено продольными кливажными взбросами, малоамплитудными диагональными и поперечными сдвигами, сбросо-сдвигами и сдвигами. Мезоструктурный парагенез кливажа и трещин полностью аналогичен мегаструктурному разрывному парагенезу.

Таким образом, интерференционная складчато-разрывная структура Нурина синклинория сформировалась в два этапа главным образом в ранневарисийскую (саурскую) фазу деформаций в середине визейского века. Парагенез первого этапа представлен опрокинутыми (преимущественно к северо-западу) линейными складками, взбросами и взбросо-сдвигами, селективным кливажом. Эти складки одновозрастны опрокинутым и лежащим складкам Спасского антиклинория. Парагенез второго этапа представлен наклонными и вертикальными складками преимущественно северо-западного простирания и северо-восточной вергентности, раннескладчатыми вязкими кливажными взбросами и сдвиго-взбросами, позднескладчатыми хрупкими сдвигами и сбросо-сдвигами, пологими сбросами и надвигами. Этому мегаструктурному парагенезу соответствует мезоструктурный парагенез кливажа и трещин скальвания, разнообразных жил. Закономерное дугообразное изгибание осей складок второго этапа по мере приближения к Байдаулетовскому сдвигу связано с их переориентацией еще на стадии пластической деформации вследствие глубинного сдвигания вдоль зоны будущего позднепермского (раннетриасового?) хрупкого Байдаулетовского сдвига между Нуринским синклинорием и Спасским антиклинорием (стадия вязкого сдвига).

### Структура Тектурмасской офиолитовой зоны

Тектурмасская офиолитовая зона — полихронная покровно-складчато-разрывная структура, развивавшаяся в обстановке горизонтального растяжения и сжатия с конца раннего ордовика и до конца перми в течение нескольких фаз и этапов деформации [11, 12]. В современном выражении она представляет серию последовательно надвинутых одна на другую с юга на север аллохтонных сложно деформированных чешуй, сложенных различными, часто дезинтегрированными породами офиолитовой ассоциации и залегающими на них осадочными образованиями. Зона протягивается между Нуринским и Успенским

синклиниями на 300 км, контактирует с ними по надвигам, взбросам и сдвигам, образующим между собой различные комбинации. Диагональным Карабасанским грабеном и Карасорским сдвигом зона расчленена на три сегмента: Краснополянский, Нурчеченский и Сарыкульболдинский.

В Нурчеченском сегменте установлены два шарьяжа — Энтаканский и собственно Нурчеченский, изогнутые в пологую Нурчеченскую синформу субширотного простирания (рис. 3).

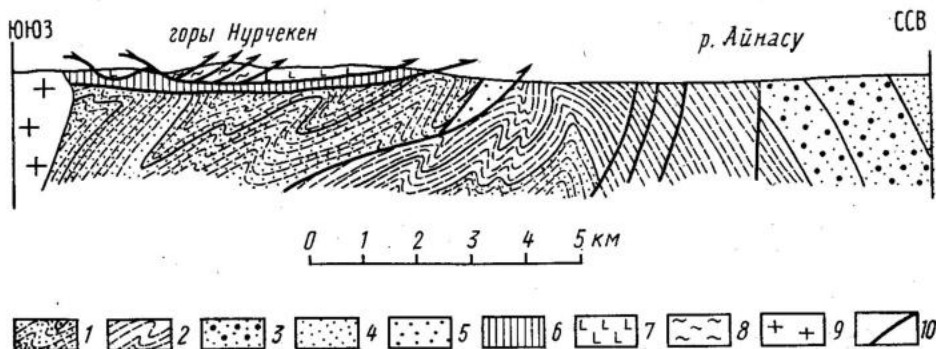


Рис. 3. Геологический профиль через восточную часть Тектурмасовской офиолитовой зоны: 1—5 — Нуринский синклиниорий (1 — нижний силур, ермекская свита, песчаники, 2 — верхний силур, исенская свита, алевролиты; 3—5 — нижний девон, биотарская серия: 3 — кокतालская свита, конгломераты, песчаники; 4 — аккультульская свита, песчаники; 5 — буркиткашканская свита, алевролиты, пепловые туфы); 6—8 — Тектурмасовская офиолитовая зона (6 — серпентинитовый меланж, 7—8 — средний ордовик: 7 — кузекская свита, базальты; 8 — тектурмасовская свита, яшмы); 9 — раннепермские граниты; 10 — разрывные нарушения

Энтаканский покров состоит из двух пластин. Нижняя сложена серпентинизированными перидотитами с глыбами габброидов и габброамфиболитов, плагиогранитов и кварцитогнейсов, образующими меланж. Меланж обнажен в дайкообразных протрузиях среди базальтов среднеордовикской кузекской свиты, слагающих верхнюю пластину, и вдоль ее северной границы. Согласно интерпретации данных аэромагниторазведки, выполненных Ю. В. Юнаковской, а также комплексной интерпретации данных наземной гравитационной и магниторазведки, выполненной Г. Н. Михальчук и др. (1989 г.), суммарная мощность этих пластин не превышает 150 м. По данным картировочного бурения, севернее гряды Нурчечен под базальтами и серпентинитами на глубинах 50—500 м расположены пестроцветные песчаники и гравелиты силура, характерные для северного крыла Успенского синклинория. Одна из скважин под центральной частью пластины вскрыла под базальтами на глубине 65 м сероцветные углистые алевролиты, похожие на нижнекаменноугольные. Таким образом, в Нурчеченском сегменте под шарьяжами тектонически сшиты два синклинория — Успенский и Нуринский. Корневая же зона покровов, обнаженная в более западном Краснополянском сегменте, здесь оказалась расплющенной на глубине и оторванной от них. Это доказывается присутствием (по данным ГСЗ) глубинных высокоплотностных клиньев под офиолитовыми аллохтонами Нурчеченского и Сарыкульболдинского сегментов [12].

Внутренняя структура Энтаканского покрова — складчатая, причем в складках, помимо ордовикских базальтов, участвуют известняки и алевролиты фамена—турне (относительно глубоководные фа-

ции); между фаменом и ордовиком имеется лишь параллельное несогласие. Серпентинитовые протрузии в базальтах также перекрыты фаменскими известняками. Это свидетельствует о том, что к началу фаменского века Тектурмас представлял собой поднятие, которое затем вовлекалось в прогибание. Анализ геологических материалов дает основание считать, что рост и разрушение этого поднятия происходили с середины девона в связи с нагромождением офиолитовых шарьяжей в тельбесскую фазу тектогенеза [9].

Складчатость Энтаканского покрова — интерференционная, о чем свидетельствуют резкие изменения простираения складок и их субвертикальные шарниры и крылья. Часть мелких складок, видимо, имеет нетектоническую природу и образовалась во время излияния и перемещения остывающей базальтовой магмы [11]. Структура резко дисконформна границе покрова. Простираения складок широтные и север—северо-западные. Складки рассечены редкими субпродольными взбросами, поперечными и диагональными сбросами и сбросо-сдвигами с амплитудами в несколько сотен метров. Кливаж и сланцеватость в базальтах и кремнях проявлены только вблизи взбросов. Интенсивно рассланцованы лишь серпентиниты; сланцеватость в них субвертикальная, широтного простираения. Отчетливый кливаж характерен для фаменско-турнейских алевролитов в ядре Энтаканской синклинали в западной части одноименного покрова. Складка вследствие своей интерференционной природы имеет форму сплюснутого мешка, а кливаж параллелен ее субширотному удлинению и соответствует складке второго этапа вариссийской деформации, наложившейся на складку северо-восточного простираения первого этапа.

Во всех породах проявлена четырехсистемная сколовая трещиноватость (симметричная относительно кливажа) сдвигового и сбросового типов; нередки крутые меридиональные трещины отрыва с кварцевыми или кварц-кальцитовыми прожилками. В Энтаканской синклинали кливаж рассечен сколами и дайкой позднепалеозойской базальтов. Парагенез кливажа и сколовой трещиноватости, а также разрывов идентичен структурному парагенезу второго этапа вариссийской деформации в Нуринском синклинории и Спасском антиклинории [5, 6].

Нурчеченский покров слагает ядро одноименной синформы, а его останцы «разбросаны» на ее крыльях и запечатывают складки в Энтаканском покрове. Клиппы перекрывают и серпентинитовые протрузии, которые нигде не проникают в Нурчеченский покров. Из приведенных соотношений ясно, что последние перемещения шарьяжей происходили после образования складок и кливажа второго этапа.

В Нурчеченском покрове можно выделить несколько тектонических пластин. Нижняя пластина сложена кремнистыми гравелитами, песчаниками, алевролитами и пеплистыми яшмами карадокско-среднелландоверийской [11] сарытауской свиты. Верхняя пластина сложена яшмокварцитами и кремнями тектурмасской свиты — возрастного аналога эффузивной кузекской свиты, слагающей Энтаканский покров. Таким образом, здесь тектонически совмещены две разновозрастные, но разнотипные формации, бывшие вначале достаточно обособленными [11, 12]. Амплитуда шарьирования превосходила несколько десятков километров. Яшмы верхней пластины слагают крупную интерференционную брахиантиклиналь запад—северо-западного простираения; ее интерференционная природа доказывается наличием у нее субвертикальных шарниров.

Брахантиклиналь осложнена мелкими складками по крайней мере трех генераций. Наиболее ранние — лежачие и ныряющие складки с субширотными и меридиональными шарнирами, образовавшимися, вероятно, на самых ранних стадиях позднеордовикской (?) таконской или среднедевонской тельбесской фаз перемещения покрова. Лежачие складки изогнуты вертикальными и наклонными варисийскими складками северо-восточного и северо-западного простираний первого и второго этапов деформации соответственно. Описанная интерференционная структура срезана сместителем покрова, что свидетельствует о его послескладчатых перемещениях. Разрывы в Нурчкенском и Энтаканском покровах представлены взбросами, параллельными оси Нурчкенской синформы, а также поперечными и диагональными к ней сдвигами и сбросами. Амплитуды разрывов не превышают нескольких сотен метров. В приразломных зонах мощностью до нескольких метров породы пронизаны многочисленными кварцевыми прожилками, которые расположены обычно кулисно в соответствии с кинематикой оперяемого разлома.

Нурчкенский покров рассечен многочисленными протяженными (1—3 км) крутонаклонными кварцевыми жилами по трещинам отрыва и зонами прожилкового окварцевания, возникшими при осевом удлинении Нурчкенской синформы. Эти жилы слабозолотоносны. В пределах рассматриваемого региона только в Топарской синклинали установлены осепоперечные трещины отрыва (см. выше). Учитывая, что оси этих структур расположены в одном створе, можно считать, что Топарская синклинали в процессе развития была перекрыта на востоке офиолитовыми аллохтонами Тектурмасской зоны и дожималась затем совместно с ними. Таким образом, восточная половина синклинали была унаследована Нурчкенской синформой. Поэтому можно говорить о единой Топарско-Нурчкенской синклинали—синформе. Этот этап развития структуры соответствует третьему этапу деформации в Спасском надвиговом поясе, когда в нем формировались субширотные синформы и антиформы.

Таким образом, в Нуринском синклинории и в Тектурмасской зоне структурные планы второго и третьего этапов совпадали, но оси максимальной деформации растяжения были ориентированы соответственно вертикально и горизонтально вдоль оси структуры. Изменение направления растяжения было закономерно связано с усилением сдвиговой деформации на третьем этапе. Увеличение мощности жил с запада на восток от нескольких миллиметров в ядре Топарской синклинали до нескольких десятков сантиметров и нескольких метров в ядре Нурчкенской синформы свидетельствует о повышении величины растягивающих напряжений и об увеличении проницаемости этой полихронной синклинали—синформы в том же направлении. Именно на участке ее максимальной проницаемости затем внедрились гранитоидные магмы, сформировавшие Топарский плутон. Сарыкульболдинский сегмент по строению принципиально не отличается от Нурчкенского.

Структура Краснополянского сегмента детально изучена А. С. Якубчуком [12], который в его строении выделяет три тектонических покрова, изогнутых в складки. Складки опрокинуты на северо-запад. Базарбайский покров состоит из трех пластин и характеризуется наиболее полным разрезом офиолитовой ассоциации. Внутренняя структура пластин мелкоскладчатая, дисконформная их кровле и подошве. Сланцеватость и развальцевание в серпентинитах нижней пластины редко бывают конформны ее надвиговым ограничениям, но параллельны осе-

вым поверхностям складок, сминающих покров. Верхняя пластина целиком сложена кремнисто-обломочной базарбайской свитой, которая согласно, без размыва надстраивается терригенной ермекской свитой нижнего силура Нурина синклиория. В основании пластины развиты небольшие, длиной до нескольких сотен метров складки волочения, которые быстро затухают вверх по разрезу и в отложениях силура уже не проявлены. Подошва пластины в целом конформна границам вышележащих пачек, что указывает на доскладчатый характер послонных срывов. Если мысленно достроить разрез силура, уничтоженного в пределах Тектурмасской зоны эрозией, в верхнее полупространство, то окажется, что мощность верхней пластины первоначально составляла не менее 7—8 км. Это указывает на то, что субгоризонтальные срывы возникали в основании ранее недеформированной колонны палеозойских образований, в которой офиолиты занимают самое низкое положение, а также на то, что в деформациях должны были участвовать и среднепалеозойские отложения.

Базарбайский покров в одноименном урочище слагает подвернутое крыло и замок линейной одноименной антиформы, взброшенной на Топарскую синклиналь Нурина синклиория. Таким образом, нижние пластины Базарбайского покрова, изгибаясь в складки, погружаются к северу, определяя аллохтонное залегание южного крыла Нурина синклиория. По мере движения на восток Базарбайская антиформа под острым углом срезана Южно-Топарским взбросом, шарнир ее воздымается. Вблизи юго-западного контакта Топарского плутона развиты многочисленные мелкие складки восток—северо-восточного простирания, изгибающие тектонические пластины и нарушенные сбросами и сбросо-сдвигами преимущественно «послетопарского» возраста. Местами базальты и яшмы слагают изометричные клиппы, покоящиеся на пестроцветных силурских образованиях Успенского синклиория. Этот участок Тектурмаса можно рассматривать как аналог южной части Нурчкенского сегмента, где силурские образования Успенского синклиория далеко пододвинуты к северу под офиолитовые покровы. Однако здесь они имеют неглубокие корни, мощность которых, судя по геофизическим данным, увеличивается к западу [1].

Краснополянский сегмент на востоке срезан Западно-Карабасанским сдвиго-взбросом, который залечен гранитоидами и проявлен уже как омоложенный разрыв, ограничивающий с запада Карабасанский грабен. Этот сдвиго-взброс входит в систему разрывов, ограничивающих с юга Топарскую синклиналь, и возник, как и они, на втором этапе деформации. Складки и взбросы восток—северо-восточного простирания, осложняющие Базарбайский покров и срезанные вышеуказанными взбросами и сдвиго-взбросами, являются, таким образом, структурами первого этапа деформации (как и складки Энтаканского покрова в Нурчкенском сегменте). А коль скоро эти структуры, в свою очередь, изгибают тектонические пластины, то со всей очевидностью можно считать возраст последних досаурским. Учитывая доскладчатый характер шарьяжей и то, что они запечатаны фаменскими отложениями в Нурчкенском сегменте, а также присутствие яшмовых галек в живетско-франских отложениях Нурина синклиория, можно определить возраст тектонических покровов как раннеживетский и связать их образование с тельбесской фазой сжатия [11]. Скольжение шарьяжей облегчалось серпентинитовой смазкой; срывы отдельных пластин происходили внутри самих покровов преимущественно по границам свит.

В Топарский вулcano-плутонический комплекс включены континентальные вулканогенные породы нижнего—среднего карбона Карабасанского грабена и многофазный Топарский плутон. Разрывы, ограничивающие грабен (грабен-синклиналь), залежились еще в саурскую фазу деформации в процессе структурной эволюции Тектурмаса (вязкие правосторонние сдвига-взбросы второго этапа) и служили затем до начала перми подводящими каналами для магматических расплавов. Вулканыты северной части грабена большей частью «съедены» гранодиоритами, структура его южной части сохранилась хорошо. Здесь выделяется одна крупная, с пологими крыльями и ундулирующим шарниром, субширотная синклиналь, рассеченная малоамплитудными (0,01—0,1 км) сбросами и сбросо-сдвигами. Наиболее крупный сбросо-сдвиг имеет амплитуду до 1 км. Он смещает северный контакт позднекаменноугольного Берекеттинского гранитного плутона. Можно полагать, что все разрывы внутри Карабасанского грабена имеют послеканменноугольный возраст. Субвулканические тела трахандезитов, трахидацитов и гранодиорит-порфиров залегают в виде силлов и штоков.

По геофизическим данным (Михальчук и др., 1989), в южной части Карабасанского грабена на глубине 0,2—0,5 км установлена кровля Апандыбулакского массива гранодиоритов второй фазы, аналогичных гранодиоритам второй фазы Топарского плутона. Вероятно, эти слабо эродированные плутоны объединены на глубине в единый интрузив.

Карабасанский грабен пересечен протяженным и широким роем субмеридиональных даек позднепалеозойского возраста, наследующих протектоническую трещиноватость интрузивов и некоторые разрывы. Дайки не прослежены далеко в Берекеттинский массив, затухают вблизи его северного контакта. Интересны соотношения одной из таких даек с юго-западным окончанием Западно-Карабасанского разрыва. Разлом смещает северный контакт Берекеттинского плутона по типу правого сдвига с амплитудой не менее 0,5 км и, в свою очередь, пересекается позднепалеозойской дайкой гранит-порфиров и смещает ее уже как левый сдвиг на 50—100 м. Восточно-Карабасанский разлом залечен Восточно-Топарским интрузивом порфировидных гранодиоритов Кокдомбакского комплекса, имеющим форму гигантской дугообразной дайки длиной 20 км. На севере она вклинивается в гранодиориты второй фазы Топарского комплекса. Максимальная ширина этого интрузива на дневной поверхности не превышает 2 км, минимальная — 0,2 км (рис. 4).

Топарский плутон сложен интрузивными породами двух фаз внедрения одноименного комплекса и гранитами куттуадамского комплекса. Диориты первой фазы слагают полукольцевую интрузию в северо-западной части массива, гранодиориты второй фазы заполняют пространство внутри этого полукольца, вдаются небольшой каплевидной в плане апофизой к северу от него в Нуринский синклинорий, а также слагают обширную площадь непосредственно севернее Карабасанского грабена. Контакты интрузива вблизи дневной поверхности субвертикальны. В западной половине массива очень мало даек, восточная же его часть, напротив, насыщена дайками как собственно топарского комплекса, так и более поздними — позднепалеозойскими, образующими здесь вышеупомянутый рой, пересекающий Карабасанский грабен.

В юго-западной части интрузива второй фазы в гранодиоритах содержатся линзовидные ксенолиты порфиroidных габброидов, сгруппированные в виде кольцевой структуры диаметром 3 км и представляющие собой выход на дневную поверхность верхней части единого крупного (более 600 м<sup>3</sup>), по расчетам Г. Н. Михальчук и др. (1989), ксеноблока, лежащего, видимо, на дне магматической камеры. По данным магниторазведки такие же тела насыщают гранодиориты на глубине в полосе, протягивающейся от этой структуры на юго-восток вдоль юго-западной границы массива на расстояние около 10 км (рис. 4). По петрогеохимическим характеристикам габброиды (относимые ранее М. Я. Решко к первой фазе Топарского комплекса) сходны с габброидами Тектурмасской офиолитовой зоны, мы считаем их ее отторженцами, которые захвачены при движении магмы из очага, расположенного где-то под Карабасанским грабеном.

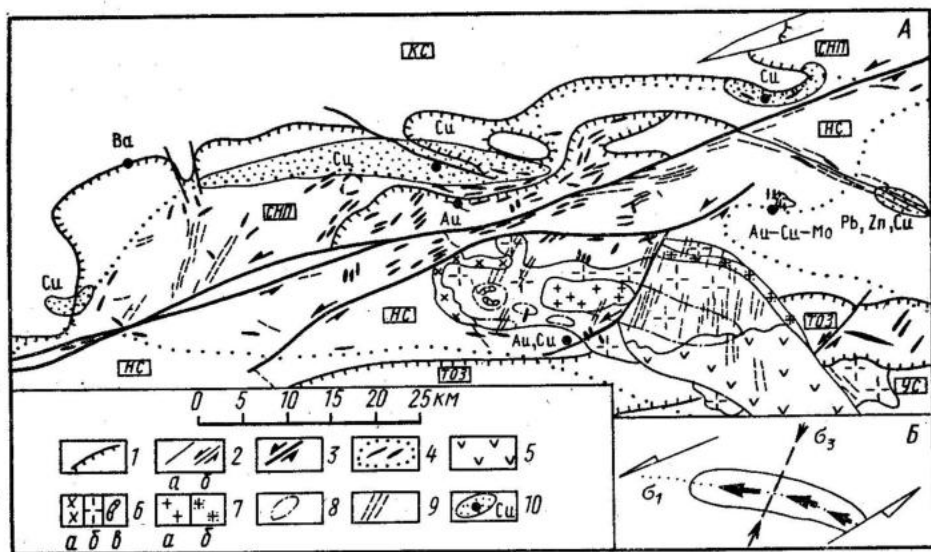


Рис. 4. Положение кварцевых жил, интрузий, месторождений и крупных рудопроявлений в структуре южного обрамления Карагандинского синклинория: А — общая схема, Б — схема образования Топарского плутона в зоне сдвига; 1 — тектонические покровы; 2—3 — пострудные разрывы (2 — малоамплитудные сбросы (а), свдиги и сбросо-сдвиги (б), 3 — крупноамплитудные сдвиги); 4 — рудные и безрудные кварцевые жилы и контур, ареала их распространения; 5 — каменноугольные вулканы Карабасанского грабена; 6 — диориты первой фазы (а), гранодиориты второй фазы (б) топарского интрузивного комплекса, ксенолиты габброидов (а); 7 — позднекаменноугольные граниты куттаадамского интрузивного комплекса (а), порфиroidные гранодиориты кокомбакского интрузивного комплекса (б); 8 — контуры интрузивных тел и ксенолитов на глубине, по данным магниторазведки; 9 — позднепалеозойские дайки; 10 — месторождения, крупные рудопроявления и ареалы концентрации рудопроявлений, пунктов минерализации и геохимических аномалий

Морфологически интрузив второй фазы представляет собой удлиненный в широтном направлении гарполитообразный шток, суживающийся к низу. Подводящий канал массива расположен в его южной части.

Граниты куттуадамского комплекса выходят на поверхность в центральной части интрузива второй фазы и слагают здесь удлиненное в широтном направлении тело. По геофизическим данным оно полого погружается в юго-восточном направлении. Форма его подобна форме интрузива второй фазы и представляет наклонный воронкообразный штوك.

Все интрузивы рассечены северо-западными и северо-восточными сопряженными сдвигами и сбросо-сдвигами с амплитудами до нескольких сотен метров.

Прототектоника интрузивов Топарского массива представлена трещинами контракции трех систем. Трещины выполнены дайками аплитов и мелкозернистых гранитов. Примечательно, что явно преобладают субмеридиональные дайки и пологие тела, несмотря на широкое развитие трещин широтного простирания. Кроме трещин контракции отмечены и диагональные к ним сколы сдвигового типа, кинематически идентичные сбросо-сдвигам и сдвигам, рассекающим интрузивы. Такое избирательное раскрытие трещин и образование сдвигов происходило в обстановке горизонтального субмеридионального сжатия и широтного растяжения.

Схема образования топарского вулканоплутонического комплекса (на четвертом этапе деформации) представляется следующей (рис. 4, Б). Расположение магматического канала было неслучайным и предопределялось еще на заключительных этапах складкообразования возникновением сближенных параллельных взбросо-сдвигов, которые рассекли Тектурмасскую офиолитовую зону на участке ее максимальной проницаемости, обусловленной развитием многочисленных трещин отрыва с кварцевыми жилами. Представляется, что повышенная проницаемость именно этого участка связана с его расположением над глубинной трансструктурной магмоподводящей зоной долготного простирания, трассируемой роем позднепалеозойских даек.

В условиях продолжавшегося на четвертом этапе деформации северо-восточного стресса, действовавшего на фоне широкомасштабного рассредоточенного сдвигового течения тектонических масс, по магматическому каналу поднялась первая порция магмы, сформировавшая покровный вулканический комплекс. На второй стадии произошли взбросовые подвижки по разломам, и образовался рамповый Карабасанский грабен. На третьей стадии из канала последовательно выдавливались порции магмы все более кислого состава, направление движения которых контролировалось Карабасанскими разломами и субширотным вектором локального растяжения в зоне сдвига. Так сформировался многофазный Топарский плутон, причем немалую роль в его образовании сыграла собственная активность магмы, перерабатывавшей породы рамы и контаминировавшей их. Основным движущим механизмом внедрения следует, очевидно, считать пассивный диапиризм магм вследствие их выдавливания по трещинам и разломам в условиях горизонтального сжимающего стресса. Дальнейшее нарастание растягивающих напряжений в широтном направлении вызвало приоткрывание полости Восточно-Карабасанского разлома, куда «впрыснулся» Восточно-Топарский щелевой интрузив. Так же примерно возник и рой молодых позднепалеозойских даек. В обстановке субмеридионального сжатия был расщеплен и вертикально расслоен интрузив второй фазы, и в позднем карбоне в него внедрились остаточные гранитные расплавы Берекеттинского плутона.

Байдаулетовский сдвиг прослеживается вдоль южного края Спасского антиклинория на расстояние 200 км и сливается на востоке с Карасорским сдвигом, а на западе Нуринского синклинория затухает, расщепляясь на несколько более мелких сдвигов с амплитудами 0,5—1,5 км. Левостороннее смещение по сдвигу оценено в 16 км по разобщению Комадырской синклинали и Баурозекской синформы, некогда составлявших единую структуру. Послераннепермский возраст сдвига установлен по смещению нижнепермских отложений на востоке Спасского антиклинория. По аналогии с другими крупными сдвигами Центрального Казахстана его возраст принимают позднепермско-раннетриасовым [2, 7]. Сдвиг на изученном участке по простиранию несколько раз изгибается и отклоняется от своего магистрального направления или расщепляется на несколько ветвей, которые затем вновь сливаются в один разлом. Разные исследователи придавали сдвигу большое структурообразующее значение; сводку этих представлений см. в [5]. Мы же считаем этот сдвиг крупной, но частной структурой в прогрессивном ряду деформаций, обусловленных общим сдвиговым течением коровых масс в краевой части Джунгаро-Балхашской области к северу и северо-востоку. Нам удалось изучить присдвиговые деформации на нескольких участках для оценки ширины области активного динамического влияния сдвига (ОАДВ), по И. С. Шерману [10]. Такие исследования зоны сдвига мы проводили и ранее, ширина ОАДВ была оценена всего в 0,5—1 км.

Зона сдвига прекрасно обнажена в обрывах русла верхнего течения р. Карасу, где ее изучали А. Ф. Читалин совместно с А. В. Пантелеевым. Здесь установлены мелкие крутошарнирные приразломные складки слоистости, кливажа, сланцеватости и кварцевых жил, а также переориентация сколовых трещин. Ширина ОАДВ сдвига на описанном участке составляет 2 км. Следующий участок, где изучали приразломные деформации, расположен в 10 км западнее участка р. Карасу. Здесь карьером вскрыта линза мраморов среди сильно рассланцованных базальтов байдаулетовской свиты. Слои стоят на головах и простираются в север—северо-восточном направлении, сланцеватость под острым углом сечет слоистость и вместе с ней изогнута в асимметричные крутошарнирные складки волочения, шарниры которых имеют аномальное для левого сдвига юг—юго-западное погружение, что можно объяснить их вращением. Угол вращения  $\varphi$  равен  $80^\circ$ . По формуле  $A = M \operatorname{tg} \varphi$ , где  $M$  — ширина ОАДВ, равная 2 км, амплитуда составляет 10—11 км. Если теперь учесть коэффициент избыточной длины слоя для складок волочения, равный 1,5—1,8, и распространить его значение на всю ширину ОАДВ (предполагая плоскую деформацию), то угол сдвига составит  $23^\circ$ , а амплитуда — 0,8—1,3 км.

Таким образом, суммарная амплитуда сдвига определится как сумма всех амплитуд перемещения, ответственных за изгибание слоев и сланцеватости в складки волочения и вращение этих складок, и за конечное хрупкое скольжение без деформации крыльев сдвига. Амплитуда хрупкого скольжения для Байдаулетовского сдвига не превышает 3—4 км. Как и всякий разлом, сдвиг можно рассматривать как геологическое деформационное тело, прошедшее стадии вязко-пластичной и хрупкой деформации. Однако в региональном масштабе его вполне можно считать хрупким разрывом. Известно, что между длиной разлома, его амплитудой и шириной ОАДВ существует определенная зависимость, из которой следует, что эти параметры в первом прибли-

жении последовательно отличаются на порядок [7, 10]. С учетом формул, полученных А. Ф. Читалиным для сдвигов Центрального Казахстана, теоретически предсказанная амплитуда Байдаулетовского сдвига должна быть равна 9—10 км. Наблюдаемые и расчетные оценки амплитуды и ширины ОАДВ Байдаулетовского сдвига однозначно свидетельствуют о его незначительной (в масштабе региона) структурообразующей роли [7].

Топарский сдвиг увеличивает свою амплитуду от 0;1—0,2 км на концах до 4 км в месте пересечения им Топарской синклинали. Сдвиг образует небольшие коленообразные изгибы в плане, приобретая при этом либо сбросовую либо взбросовую составляющие. Он сечет роговики Топарского плутона и диориты его первой фазы и смещает Тектурмасскую зону. Полная длина сдвига 75 км. Рассчитанная амплитуда сдвига, равная 3,96 км, почти совпадает с его наблюдаемой максимальной амплитудой [7, 8].

Зону ОАДВ сдвига изучали в русле р. Топар ниже водосброса плотины Верхнетопарского водохранилища, где идеально обнажены слабо кливажированные андезибазальты салкинтауской свиты, слагающие здесь северное крыло Топарской синклинали. В породах вблизи и вдали от сдвига развит парагенез трещин скальвания второго этапа деформации, но в зоне ОАДВ сдвига (с полушириной 100—150 м) буквально все трещины и кливаж заполнены кварц-кальцитовыми прожилками разной мощности. Кливажные трещины содержат также более ранние (второго этапа) кварц-кальцитовые жилы с медной минерализацией, которые будинированы и изогнуты в сигмоиды, смещены поздними безрудными кварцевыми жилками по сколам. Анализ мощностей присдвиговых жил показывает, что они варьируют в пределах 1—50 мм в зависимости от ориентировки в пространстве. Наиболее мощные и протяженные жилы имеют север—северо-западное — юг—юго-восточное крутое падение. Среди них отмечены S-образные сигмоидальные формы, возникшие в процессе вращения отдельных их частей против часовой стрелки. По отношению к сдвигу жилы занимают кулисное положение. Полюса жил на стереограммах группируются в секторах наибольшего растяжения, причем вектор растяжения направлен в северо-западном—юго-восточном направлении, составляя со сдвигом угол 65—70°. Это дает основание утверждать, что все жилы, и в первую очередь самые мощные кулисные, возникали в обстановке левого сдвига и дополнительного растяжения в север—северо-западном направлении и использовали досдвиговые соскладчатые трещины и кливаж.

#### Региональный контроль рудных жил и условия их образования

Для оценки условий образования (температуры и давления) соскладчатых кварцевых жил из них взяты образцы для исследования методами декрепитации и гомогенизации. Весь комплекс лабораторных исследований выполнен при участии студентки-дипломницы Л. П. Ахметовой в Институте синтеза минерального сырья (г. Александров).

По данным микроскопического, дериватографического и рентгенофазового анализов жилы по составу не являются чисто кварцевыми — они содержат включения кальцита, актинолита, эпидота, серицита, мусковита, альбита, образующих типичный парагенезис минералов хлоритовой зоны зеленосланцевой фации метаморфизма. Температура гомогенизации газово-жидких включений изменяется в пределах 205—310 °С. По единичному включению углекислого газа с удельной плотностью 1,05 давление в момент кристаллизации кварца превысило

200 атм. В жилах Байдаулет-Семизкызского шарьяжа в частично перекристаллизованном кварце отмечены твердые частицы сложного состава с температурой гомогенизации 540—605°. Температура декрепитации значительно превышает температуру гомогенизации. Завышение значений температуры обусловлено рядом причин. Данные метода декрепитации можно использовать лишь для качественного сравнения жил.

Анализ кривых декрепитации позволяет сделать следующие выводы. Все образцы из жил Байдаулет-Семизкызского покрова, независимо от структурного положения и морфологии, имеют максимальное число взрывов в интервале температур 350—500°. Золотоносные кливажные жилы более низкотемпературные, чем более поздние кулисные жилы.

Для жил Нуринского синклиория характерно смещение пиков в более высокотемпературную область (450—560°), что объясняется, вероятно, близостью их к Топарскому плутону.

В целом все жилы низкотемпературные (200—300°). Учитывая их складчатый возраст, можно полагать, что варисийская деформация (на втором этапе, на стадии вязкого кливажного течения горных пород и на стадии трещинообразования на третьем этапе) также происходила в этих температурных условиях и сопровождалась слабым метаморфизмом пород. Более высокотемпературный характер жил Байдаулет-Семизкызского покрова Спасской зоны вполне коррелирует с более сильной деформированностью и метаморфизмом ордовикских базальтов по сравнению с терригенными породами Нуринского синклиория.

Альпийская гидротермально-метаморфическая природа жил доказывается сходством их геохимических характеристик с таковыми вмещающих пород. Повышенные содержания олова, серебра и молибдена в жилах по сравнению с вмещающими породами связаны, видимо, с привнесением этих металлов от глубинного плутогенного источника.

В региональном плане все синдеформационные жилы второго этапа расположены в пределах вытянутого в северо-западном направлении ареала длиной не менее 80 и шириной 20—25 км, пересекающего наискосок Спасский антиклинорий, Нуринский синклиорий и Тектурмасскую офиолитовую зону (рис. 4). В центральной части ареала находится Топарский плутон с венцом постинтрузивных золоторудных и безрудных жил в зоне роговиков и в надинтрузивной вулканической крышке Карабасанского грабена. Видимо, на втором и третьем этапах деформации на глубине начиналось выплавление магм Топарского плутона, и над магматическим очагом формировалась прединтрузивная гидротермальная колонна. Гидротермы в условиях повышенного теплового потока, обусловленного региональным деформационным разогревом коры и влиянием магматического очага, и при соответствующей структурной подготовке пород (кливаж, трещины) активизировали процессы выщелачивания и переноса элементов, в том числе и рудных, и отложение их в жилах, образование метасоматических тел, «стратиформных» залежей в структурно-литологических ловушках.

Перспективность синдеформационного жильного оруденения надо признать невысокой — в пределах Спасского надвигового пояса и его обрамления отсутствуют месторождения этого типа при огромном числе рудопроявлений и пунктов минерализации. Это объясняется штокверковым (в региональном масштабе) характером оруденения — огромная рудная масса как бы рассеяна на большой площади в многочисленных жилах и прожилках. Тем не менее ареалы компактного рас-

положения рудных жил могут указывать на возможное наличие слепых «стратиформных» рудных тел в поднадвиговых структурах. Более перспективны в поисковом отношении постинтрузивные жилы и штокверки в силу их повышенной рудоносности и локализации вблизи плутонов или в них самих.

**Выводы.** 1. Новые данные по тектонике южного обрамления Карагандинского синклиниория подтвердили интерференционную природу развития здесь варисцийской структуры, сформировавшейся в интервале от середины визейского века до начала триаса.

2. Вся структурная ассоциация разномасштабных и различных по механизмам образования структурных форм сформировалась путем последовательного возникновения и наложения разновозрастных структурных парагенезов в меняющихся со временем полях напряжений. Однако изменения этих полей не связаны с различными циклами тектогенеза, а отражают лишь сложное взаимодействие локальных и региональных стрессов, изменение свойств деформируемой среды. Структурная ассоциация — следствие единого деформационного процесса, результат прогрессивной деформации.

3. Рудный процесс был растянут во времени и контролировался деформацией. Первый пик рудообразования приходится на второй этап деформации и связан с процессом кливажного течения и образования синдеформационных жил, обширный ареал распространения которых связан с местоположением глубинного магматического очага, поставившего гидротермы и магмы. Наибольшие рудные концентрации предполагаются в поднадвиговых структурно-литологических ловушках. Второй пик рудообразования связан с формированием плутонов на четвертом этапе.

4. Местоположение, направление внедрения и морфология плутонов полностью контролировались деформацией, региональным и локальными стрессами.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бекжанов Г. Р. и др. Тектоническое строение Казахстана (по геофизическим данным). Алма-Ата, Наука, 1975. С. 168.
2. Бесстрашнов В. М., Тевелев А. В., Читалин А. Ф. и др. Сдвиги и сопутствующие им деформации в палеозойской структуре Центрального Казахстана//Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1991. С. 108—114.
3. Богданов А. А. Новые данные о тектонике южных окраин Карагандинского бассейна//Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1938. Т. 16. Вып. 1. С. 36—51.
4. Богданов А. А. Новые данные о геологическом строении южной и западной окраин Карагандинского бассейна//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1939. № 4. С. 110—138.
5. Читалин А. Ф. Тектоника и история формирования палеозойской структуры Спасского антиклинория и его обрамления. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., МГУ, 1985.
6. Читалин А. Ф. Строение и происхождение складко-покровов Спасского надвигового пояса//Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1988. С. 113—133.
7. Читалин А. Ф. Поздневарисцийская сдвиговая тектоника Центрального Казахстана//Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология. 1991. С. 13—22.
8. Читалин А. Ф. Изучение приразломных деформаций с целью определения морфологии, кинематики и параметров дизъюнктивов//Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность/Тез. докл. 3-го Всесоюз. симпозиума «Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии». М., ИФЗ АН СССР, 1991. С. 111—112.
9. Читалин А. Ф., Якубчук А. С. Деформации и разломообразование в варисцидах Центрального Казахстана//Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология (в печати).

10. Шерман С. И., Борняков С. А., Буддо В. Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск, Наука, 1983. С. 111.

11. Якубчук А. С., Читалин А. Ф., Барабошкин Е. Ю. Варисийская тектоника Тектурмасской офиолитовой зоны (Центральный Казахстан)//Геотектоника. 1989. № 5. С. 61—70.

12. Якубчук А. С. Тектоническая позиция и строение офиолитов Центрального Казахстана на примере Тектурмасской и юго-западной части Майкаин-Кызылтасской зон. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., МГУ, 1989.

Поступила в редакцию  
20.05.93

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 4, ГЕОЛОГИЯ. 1996. № 1

УДК 552.321.6+552.48

А. В. Бобров, В. К. Гаранин

### МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ЗОНАЛЬНЫХ НОДУЛЕЙ ПИРОПОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ

Изучение ксенолитов глубинных пород в кимберлитовых трубках представляет научный интерес, так как позволяет получить уникальную информацию о процессах, происходящих в глубинных зонах земной коры и верхней мантии. Результаты этих исследований дают также информацию практического плана, важную для оценки перспектив алмазности. Этим проблемам посвящена обширная библиография, приведенная в последних монографиях [3—11, 13].

Однако к пока неразрешенным вопросам относится проблема происхождения зональности в ксенолитах пироповых перидотитов, которые встречаются в кимберлитовых трубках и обнаруживают макроскопическую зональность, выявляемую по неоднородному распределению зерен породообразующих минералов (прежде всего граната) от центра к периферии ксенолитов. В статье сделана попытка, выяснить причины возникновения такой зональности.

Объектом исследований для комплексного минералого-петрографического изучения послужили 4 образца гранатовых перидотитов. Два из них отобраны в карьере трубки Удачная (Далдыно-Алакитское кимберлитовое поле, Якутия). Зональное строение этих овальных ксенолитов отчетливо проявлено благодаря увеличению количества и размеров зерен граната от центров к перифериям желваков. При этом содержание граната возрастает столь сильно, что с поверхности порода напоминает гранатит. Один из ксенолитов округло-овальной формы имеет размеры по длинной оси около 12 см, а по короткой — 9 см. Другой ксенолит характеризуется овальной формой с размерами по длинной оси около 23 см, а по короткой — 12 см.

Кроме того, изучен образец гранатового перидотита в кимберлите одной из трубок Харамайского поля (юго-западная окраина Анабарского щита). Он имеет изометричную форму со сглаженными контурами и размер ~5 см в поперечнике. Гранат в нем распределен крайне неравномерно — на одном участке гранат практически отсутствует, а на другом наблюдаются многочисленные зерна граната, позволяющие охарактеризовать эту зону как гранатит.

Для сопоставления указанных трех ксенолитов гранатовых перидотитов с неоднородным распределением граната изучен образец классического гранатового перидотита из расслоенного интрузива Кутная Гора (Чехия) [12], где эти породы образуют мощные пластовые тела.

Образец отобран из керна скважины, характеризуется достаточно однородным распределением граната по объему образца, зерна граната близки по размерам.

**Методика исследований.** На первом этапе описывали шлифы и определяли структуры и текстуры пород с помощью поляризационного микроскопа, а также рудные минералы под рудным микроскопом. На втором этапе изучали химический состав породообразующих и акцессорных минералов на электронно-зондовом приборе JSM-820 производства фирмы «Джеол» (Япония), снабженном энергодисперсионной приставкой системы AN-10/80S фирмы «Линк» (Англия). Кроме электронно-зондовых количественных анализов качественно изучали микроучастки шлифов для контроля за гомогенностью—негомогенностью фаз и уточнения взаимоотношений между различными минералами. На третьем этапе проводили контрольную обработку аналитической информации и строили различные диаграммы. На основе полученного экспериментального материала предлагается модель происхождения зональности в ксенолитах пироповых перидотитов.

**Результаты исследований.** Интерпретация фактического материала дискуссионна, и авторы не претендуют на однозначность предлагаемого механизма объяснения зональности ксенолитов гранатовых перидотитов.

*1. Гранатовый перидотит из массива Кутная Гора.* Порода полнокристаллическая, порфириовидная с вкрапленниками граната. Основная масса сильно изменена и состоит из серпентинизированного оливина, клино- и ортопироксенов.

Гранат составляет около 10% объема породы и распределен равномерно. Размер темно-красных, в значительной степени трещиноватых идиоморфных зерен граната варьирует от 2 до 5 мм. По краям зерен граната наблюдаются келифитовые каймы шириной до 0,01 мм.

Зерна оливина сильно раздроблены, серпентинизированы и занимают около 60% объема породы. Размер первичных зерен, вероятно, не превышал 0,9 мм, они замещались по трещинам с образованием обломков. Обломки размерами до 0,2 мм большей частью изометричные, неправильной формы, иногда слабо вытянуты.

Клинопироксен представлен раздробленными изометричными зернами и составляет примерно 20% от объема породы. Зерна ортопироксена слегка вытянуты, также раздроблены, на их долю приходится около 10% от общего объема породы. Ортопироксен явно ксеноморфен по отношению к клинопироксену.

В основной массе породы наблюдаются округлые зерна рудных минералов с размерами 0,05—0,2 мм. Наибольшее скопление этих зерен наблюдается вблизи кристаллов граната. В некоторых участках породы встречается флогопит, образующий удлиненные бесцветные листочки.

Состав оливина соответствует высокомагнезиальной разновидности этого минерала с содержанием форстеритового минерала 91 мол.%. При серпентинизации оливина его магнезиальность падает до 30 мас.% MgO<sup>1</sup> при достаточно слабом изменении железистости. При серпентинизации оливина в нем появляются примеси алюминия (до 1,89 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и кальция (до 0,38 CaO). Согласно химико-генетической классификации [5], оливин соответствует минералу из неалмазоносных магнезиальных перидотитов.

<sup>1</sup> Здесь и далее содержания оксидов и элементов приведены в мас. %.

Ортопироксен по составу относится к энстатиту (88,5 мол. %  $Mg_2Si_2O_8$ ), минерал низкожелезистый (6,13 FeO), с повышенными содержаниями натрия (0,31  $Na_2O$ ) и хрома (0,20  $Cr_2O_3$ ).

Клинопироксен по составу (табл. 1, ан. 1,2) соответствует хромдиопсиду с содержанием миналов диопсидового (75 мол. %) и жадеитового (11 мол. %). Минерал низкожелезистый (2—3 FeO+ $Fe_2O_3$ ), с повышенными содержаниями титана (0,32—0,45  $TiO_2$ ), хрома (1,01—1,21  $Cr_2O_3$ ), натрия (2,07—2,58  $Na_2O$ ) и алюминия (3,34—3,74  $Al_2O_3$ ). В соответствии с химико-генетической классификацией [5], минерал соответствует хромдиопсиду лерцолитового парагенезиса.

Таблица 1

Электронно-зондовые анализы клинопироксена

Номер анализа	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Cr_2O_3$	MnO	CaO	MgO	FeO	$Fe_2O_3$	$Na_2O$	$\Sigma$
1	54,33	0,45	3,74	1,01	0,00	20,34	15,48	2,04	0,76	2,07	100,22
2	54,21	0,32	3,34	1,21	0,18	20,38	15,15	1,53	1,49	2,58	100,39
3	53,86	0,02	1,78	1,44	0,12	23,21	16,33	1,86	0,17	1,19	99,98
4	54,61	0,04	1,26	0,84	0,08	24,59	15,94	1,54	0,32	0,79	100,01
5	56,58	0,41	0,00	0,54	0,21	18,02	18,19	5,21	0,41	0,25	99,82
6	54,94	0,35	1,94	0,71	0,14	17,53	17,62	4,50	0,76	1,61	100,10

Примечание. 1, 2 — из гранатового перидотита массива Кутная Гора, Чехия; 3, 4 — из гранатового лерцолита одной из трубок Харамайского поля; 5, 6 — из зональных пироповых лерцолитов трубки Удачная (5 — обр. Бот-2, 6 — обр. Боб-1).

Гранат принадлежит к пироп-альмандиновому ряду с существенным преобладанием пиропового минала (69—71 мол. %). По составу (табл. 2, ан. 1,2) гранат высокомагнезиальный (19,67—20,29 MgO),

Таблица 2

Электронно-зондовые анализы граната

Номер анализа	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Cr_2O_3$	MnO	CaO	MgO	FeO	$Fe_2O_3$	$Na_2O$	$\Sigma$
1	41,52	0,38	21,13	2,41	0,45	4,83	19,67	8,46	1,13	0,10	100,08
2	41,58	0,58	20,70	2,29	0,50	4,75	20,29	7,62	1,73	0,11	100,15
3	41,47	0,06	21,93	1,86	0,56	5,42	18,51	9,47	0,59	0,00	99,87
4	42,06	0,85	19,68	2,21	0,36	4,48	20,06	8,02	2,30	0,10	99,99
5	42,29	0,89	19,39	2,37	0,49	4,81	19,62	8,32	2,49	0,03	100,02
6	41,62	0,66	20,61	2,17	0,26	4,45	20,16	7,88	1,59	0,00	99,40
7	41,46	1,08	20,01	2,30	0,38	4,81	19,42	8,74	2,12	0,00	100,12

Примечание. 1, 2 — из гранатового перидотита массива Кутная Гора, Чехия; 3 — из гранатового лерцолита одной из трубок Харамайского поля; 4—7 — из зональных пироповых лерцолитов трубки Удачная (4—5 — обр. Бот-2; 6—7 — обр. Боб-1).

низкокальциевый (4,75—4,83 CaO). Содержания титана (0,38—0,58 TiO<sub>2</sub>), хрома (2,29—2,41 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и железа (9,30—9,50 FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) в нем повышенные. Этот Ti-пироп [6], согласно химико-генетической классификации [5], соответствует минералу из равномернозернистых лерцолитов. Изучить состав келифитовых кайм не удалось, поскольку они рыхлые и их мощность мала.

Отметим, что зерна всех изученных минералов гомогенны, ни в одном из них не выявлено зональное строение.

Рудные минералы, встречающиеся в виде каплевидных выделений в основной массе породы, представлены пентландит-магнетитовыми сростаниями. Пентландит, слагающий основной объем этих выделений, имеет следующий состав: 33,2 S; 38,3 Fe; 28,2 Ni; 0,1 Co; 0,1 Cu. Магнетит, развивающийся по трещинам, практически чистый. По периферии нодулей в виде тонких прерывистых кайм наблюдается самородная медь, в которой отмечена примесь железа (2,6 Fe).

Таким образом, особенности химизма минералов позволяют отнести изученный пироповый перидотит к магнезиальным пироповым лерцолитам. Исходя из взаимоотношений и формы слагающих минералов схема его кристаллизации следующая. Первым кристаллизовался гранат — он явно идиоморфен ко всем другим минералам, в том числе и к гипидоморфным зернам клинопироксена, который кристаллизовался после граната. Последними из расплава образовались оливин и ортопироксен основной массы в виде зерен неправильной формы.

2. *Гранатовый перидотит одной из трубок Харамайского поля.* Порода полнокристаллическая, порфиرويدная с массивной текстурой. Главные минералы порфировых вкрапленников — гранат и ортопироксен, второстепенный — клинопироксен. Зерна лилово-красного граната, слагающего до 50% всех вкрапленников в породе, имеют размеры 3—10 мм, трещиноваты, округлой формы с келифитовыми каймами толщиной до 0,5 мм. Во внешних частях кайм наблюдаются скопления магнетита с размерами до 0,2 мм. По трещинам минерала развивается кальцит-флогопитовый агрегат. Зерна граната сгруппированы в одной части ксенолита, что позволяет выделить зону гранатита, другая же часть полностью лишена граната и представляет собой безгранатовый перидотит. По этой причине часто используемое деление глубинных пород на гранатомые и безгранатомые в ряде случаев достаточно проблематично, и генетические построения на этой основе могут быть ошибочными.

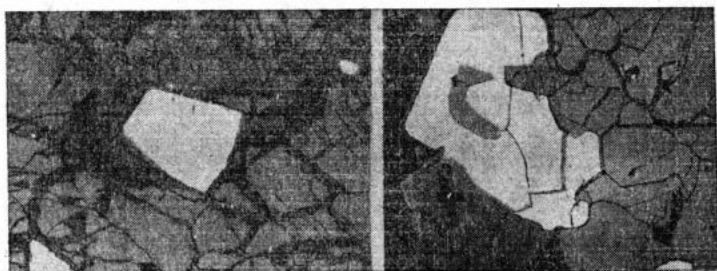


Рис. 1. Включения хромшпинелида (слева,  $\times 110$ ) в гранате и сростки граната с хромшпинелидом (справа,  $\times 150$ ) в ксенолите гранатового перидотита из кимберлита Харамайского поля. Здесь и на рис. 2—4 — изображения в отраженных электронах с вещественным контрастом

Зона гранатита обогащена хромшпинелидами. Последние образуют округлые, неправильной формы или идиоморфные включения в зернах граната, а также сростания с ним (рис. 1). В сростаниях с гранатом хромшпинелиды всегда идиоморфны. Отмечены также округло-овальные включения ортопироксена и оливина с размерами до 0,8 мм в гранате.

Ортопироксен составляет 40% от всех вкрапленников. Зерна имеют размеры до 7 мм, ксеноморфные, местами измененные с образованием бастита. Иногда встречаются сростания ортопироксена с хромшпинелидом. Клинопироксен, слагающий до 10% вкрапленников, светло-зеленый, образует зерна неправильной формы до 3 мм, наблюдается иногда в виде включений в гранате. Отметим, что в сростаниях с клинопироксеном (замещающая его) отмечен амфибол. Этот минерал, содержание которого составляет около 5% породы, всегда приурочен к зернам клинопироксена. Амфиболизированные участки представляют собой мирмекитоподобные зоны паргасита, замещающего клинопироксен (рис. 2) по плоскостям спайности.



Рис. 2. Порфиновый вкрапленник клинопироксена (серое) с многочисленными включениями хромшпинелидов (белое) и структурами замещения хромистым паргаситом (темное),  $\times 250$

На долю минералов основной массы приходится около 30% от объема породы, размеры их зерен не превышают 0,5 мм. Главным минералом — оливин, слагающий 75% от всей основной массы. Его ксеноморфные зерна интенсивно серпентинизированы и имеют бурый цвет.

Пироксены составляют 25% основной массы, образуют ксеноморфные зерна, причем клинопироксен выделяется благодаря слабо-зеленоватой окраске.

Хромшпинелид как аксессуарный минерал распространен в виде мелких идиоморфных зерен в гранате, имеющих размеры до 0,3 мм, и в виде тонких пластинчатых выделений в клинопироксене с размерами до 25 мкм, а также в виде крупных (до 10 мм) неправильной формы обособлений в оливиновой основной массе, содержание его в породе не превышает 1%.

Гранат пироп (66 мол.%) альмандинового (19 мол.%) ряда (табл. 2, ан. 3) характеризуется однородным составом, его центральные и периферические части не различаются по химическому составу. Отличий в составе гранатов-вкрапленников и гранатов, включенных в хромшпинелиды, не установлено в пределах чувствительности электронно-зондового анализа. Повышенные содержания хрома в гранате (1,86  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) обуславливают появление уваровитового минерала (5,4 мол.%). Высокие концентрации кальция (5,42  $\text{CaO}$ ) соответствуют содержаниям гроссуляровой и андрадитовой составляющих 6,9 и 1,6 мол.% соответственно. Содержание железа в минерале умеренное (9,47  $\text{FeO}$ , 0,59  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), а примеси титана и марганца незначительны (0,06  $\text{TiO}_2$  и 0,56  $\text{MnO}$ ). Согласно химико-генетической классификации

[5] описанный пироп соответствует по составу минералу лерцолитового парагенезиса.

Ортопироксен характеризуется преобладанием энстатитового минала. Все зерна рассматриваемого минерала гомогенны. Однако установлены заметные различия в составе этого минерала из вкрапленников и включений в гранате по содержаниям магния, алюминия и хрома. Содержание  $Al_2O_3$  во вкрапленниках составляет 1,96, во включениях — 0,82;  $Cr_2O_3$  0,46 во вкрапленниках энстатита и 0,23 во включениях.  $MgO$  в энстатите из вкрапленников содержится меньше (34,07), чем в этом минерале из включений в гранате (34,68), откуда и различия в содержаниях энстатитового минала: 88,1 и 89,3 мол. %  $Mg_2Si_2O_8$  соответственно.

Клинопироксен, как уже отмечалось, присутствует в виде порфировых вкрапленников, а также образует мелкие включения в трещиноватых зернах гранатов. Эти включения изменены, поэтому выполнить их корректное изучение не удалось.

Вкрапленники клинопироксена отличаются высокими содержаниями диопсидового минала (89,4 мол. %);  $CaO$  23,21—24,59 (табл. 1, ан. 3, 4), а  $MgO$  — 15,94—16,33. Эта фаза соответствует низкохромистому (0,84—1,44  $Cr_2O_3$ ) диопсиду. Для минерала характерны небольшие примеси алюминия (1,26—1,78), натрия (0,79—1,19) и железа (1,54—1,86  $FeO$  и 0,17—0,32  $Fe_2O_3$ ).

Амфибол встречается в сростаниях с клинопироксеном (рис. 2). Для него характерны повышенные содержания  $Cr_2O_3$  (1,95) и  $Na_2O$  (3,66); содержания других оксидов: 46,2  $SiO_2$ ; 0,17  $TiO_2$ ; 11,92  $Al_2O_3$ ; 12,69  $CaO$ ; 19,11  $MgO$ ; 3,42  $FeO + Fe_2O_3$ ;  $MnO$  — не обнаружено; сумма 98,94.

В научной литературе уже описаны редкие находки амфиболлизированных гранатовых пироксенитов из трубки Обнаженная [3, 11], в которых паргасит замещает основные породообразующие минералы, в первую очередь клинопироксен, а иногда и ортопироксен и гранат. Замещенные участки этих пород состоят из амфибола, слюды и реликтов первичных минералов. В изученном нами ксенолите наблюдается начальный процесс замещения, что подтверждается взаимоотношением клинопироксена и амфибола. Отметим, что амфиболизация перидотитов и пироксенитов в кимберлитах Якутии — чрезвычайно редкое явление и обнаружено пока только в ксенолитах из тел окраинных зон Якутской кимберлитовой провинции.

Оливин — основной минерал матрицы, содержание  $MgO$  в нем — 49,23; 90 мол. %  $Mg_2SiO_4$ . Концентрации элементов-примесей, кроме железа (9,46  $FeO$ ), незначительны. При серпентинизации наблюдается понижение магнезиальности (до 35,74  $MgO$ ) и значительное понижение железистости (до 2,23  $FeO$ ). По составу оливин можно отнести к минералу из неалмазоносных магнезиальных перидотитов [5].

Изучение состава аксессуарных хромшпинелидов позволило выделить несколько разновидностей, отличающихся также и по взаимоотношениям с породообразующими минералами.

Включения хромшпинелидов в гранате гомогенны и характеризуются преобладанием шпинелевого и хромитового миналов: 44,3  $MgAl_2O_4$  и 47,33  $(Fe, Mg)Cr_2O_4$  мол. %, с невысокой долей магнетитового минала (7,7 мол. %  $FeFe_2O_4$ ). Шпинелиды такого состава встречаются в ксенолитах лерцолитов [1]. Включения хромшпинелидов во вкрапленниках клинопироксена (рис. 2) отличаются повышенными содержаниями хрома (44,52  $Cr_2O_3$ ) и железа (21,60  $FeO$ ; 7,20  $Fe_2O_3$ ) и пониженными магния (9,62  $MgO$ ) и алюминия (15,91  $Al_2O_3$ ), т. е. кон-

центрация шпинелевого минала в них заметно ниже, чем во включениях хромшпинелидов в гранатах.

Идиоморфные включения хромшпинелидов основной массы, иногда резорбированные по периферии, имеют ярко выраженное зональное строение (рис. 3). При этом установлено три типа зональных зерен.

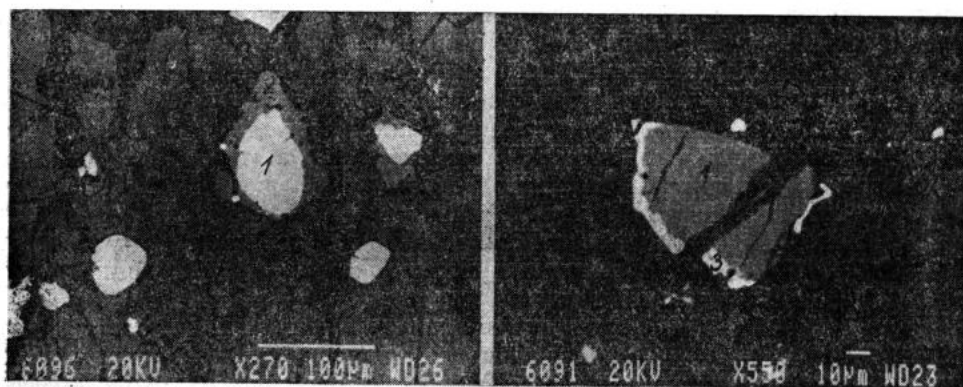


Рис. 3. Зональные зерна шпинелидов в оливниновой матрице гранатового лерцолита из кимберлитов Харамайского поля: 1 — хромшпинелид; 2 — хромсодержащая шпинель; 3 — магномагнетит

1. Шпинелиды, ядра которых существенно обогащены хромом (39,69—43,04  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), обеднены алюминием (17,39—22,56  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) и магнием (9,84—12,29  $\text{MgO}$ ) относительно кайм. В каймах возрастает роль шпинелевого минала (65,3—66,0 мол.%) вследствие резкого увеличения содержания магния (15,99—16,25  $\text{MgO}$ ) и алюминия (47,93—48,92  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) и падения — хрома (13,60—16,17  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ). Границы между ядром и каймами неровные, со следами резорбции, свидетельствуют об образовании зональных зерен в процессе замещения. Как видно на рис. 3, а, толщина этих реакционных кайм варьирует у различных зерен. Она максимальна у тех зерен, которые имеют мощные подводящие трещины.

2. Шпинелиды, центральные части которых сложены шпинелью, ее состав подобен составу кайм шпинели около зональных зерен I типа, на них нарастает Al—Mn-содержащий хроммагнетит с содержанием хрома 10,46  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , концентрация алюминия составляет 5,42  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , а марганца — 6,36  $\text{MnO}$ . В ассоциации с этим хроммагнетитом постоянно в сростаниях наблюдается апатит, что вместе с повышенным содержанием марганца в хроммагнетите указывает на формирование этих кайм в условиях повышенной щелочности.

3. Шпинелиды, ядра которых по составу сходны с ядрами зональных шпинелидов I типа, а каймы — с магномагнетитом с повышенными содержаниями примесей алюминия (1,35—1,96  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), хрома (2,92—4,11  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), титана (0,69—2,18  $\text{TiO}_2$ ) и марганца (0,60—0,62  $\text{MnO}$ ). Концентрации магния в магномагнетитовых каймах варьируют от 6,43 до 7,28  $\text{MgO}$ .

Таким образом, в целом можно вывести следующую последовательность формирования шпинелевых фаз матрицы: первичная хромистая шпинель замещалась постепенно на глиноземистую, а затем на железистую.

Хромшпинелиды из включений в гранатах и клинопироксенах кристаллизовались первыми из всех шпинелевых фаз и не эволюционировали, так как были «законсервированы».

Исходя из всего вышеизложенного можно попытаться сделать вывод о порядке кристаллизации минералов в породе. Первыми кристаллизовались зерна хромшпинелида и пироксены из включений в порфирированных вкрапленниках граната, ортопироксена и клинопироксена. Затем образовались сами порфирированные вкрапленники. После этого из расплава начала кристаллизоваться основная масса, состоящая преимущественно из оливина с включениями хромшпинелидов. И, наконец, при воздействии флюидов за счет первичных хромшпинелидов формировались зональные зерна шпинелидов с различными типами зональности, а также амфиболизированные зоны в клинопироксене при активном заимствовании из породы натрия и воды, поскольку в дальнейшем амфибол замещается серпентином.

По петрографическим особенностям породы и химизму слагающих ее минералов гранатовый перидотит соответствует гранатовому лерцолиту магнезиальной серии.

*3. Пироповые перидотиты с зональным распределением граната из трубки Удачная.* При петрографическом изучении шлифов двух пироповых перидотитов (обр. Бот-2, Боб-1) установлено их сходство, поэтому приведем для них общее описание. Некоторые различия связаны с неодинаковыми соотношениями минералов, слагающих вкрапленники, и отношениями между объемами, приходящимися на долю вкрапленников и основную массу.

Главные породообразующие минералы полнокристаллической порфирированной породы — серпентинизированный оливин, клино- и ортопироксены и гранат, акцессорные — пылевидные рудные минералы, часто образующие каймы и заполняющие промежутки между основными минералами. Вторичные минералы представлены серпентином, флогопитом.

Содержания минералов-вкрапленников обр. Бот-2 составляют 40% от объема породы, в обр. Боб-1 — 70%. На долю граната приходится 20% в обр. Бот-2 и 30% в обр. Боб-1. Изометричные зерна темно-красного граната с размерами до 9 мм распределены неравномерно. Наиболее крупные зерна тяготеют к перифериям ксенолитов, при этом от центров к перифериям овальных желваков наблюдается не только увеличение размера зерен граната, но и растет его содержание. Зерна граната трещиноватые и замещаются по трещинам серпентином, слюдой и карбонатом. Все зерна граната имеют достаточно мощные кельфитовые каймы толщиной до 0,5 мм, причем их мощность больше у зерен, расположенных в периферических частях ксенолитов.

Изученные ксенолиты различаются по соотношению вкрапленников пироксенов: 20% — для обр. Бот-2 и 40% — для обр. Боб-1. При этом для обоих образцов на долю клинопироксена приходится 90% от общего объема пироксенов и только 10% на долю ортопироксенов.

Клинопироксен встречается в виде изометричных трещиноватых зерен светло-зеленого цвета с размерами 1—2 мм. Отмечаются только слабые изменения минерала по границам свежих зерен. Ортопироксен образует зерна вытянутой формы до 1—2 мм, практически бесцветные, свежие, слегка серпентинизированные по трещинам. Ортопироксен ксеноморфен по отношению к клинопироксену.

Оливин практически целиком слагает основную массу. Размеры его зерен колеблются от 0,1 до 0,5 мм. При этом на долю этого минерала в обр. Бот-2 приходится около 60% от объема породы, а в обр.

Боб-1 около 30 об.%. Около 15% основной массы породы представлено реликтами неизмененного оливина, остальная ее часть серпентинизирована. Зерна идиоморфные, изометричные, с ровными краями, напоминают горох. Оливин бледно-зеленый до бесцветного. Развивающийся по этому минералу серпентин образует чешуйки грязно-желтого цвета с низким дупреломлением.

В ксенолитах гранатовых перидотитов из трубки Удачная установлены сульфиды, взаимоотношения которых с породообразующими минералами в обоих образцах одинаковы. Они образуют каймы и оторочки вокруг ортопироксена либо самостоятельные округлые выделения (до 0,5 мм) между зернами оливина.

Гранат в обоих ксенолитах имеет близкий состав (табл. 2, ан. 4—7). Содержания основных миналов практически одинаковы: 67—73 мол.% пироба и 12—18 мол.% альмандина. Минерал характеризуется повышенными примесями титана и может быть отнесен к Ti-пиробу [6].

Для всех зерен установлено зональное строение при постепенных изменениях состава от их центров к перифериям, что обусловлено возрастанием концентраций хрома, железа, кальция, титана и уменьшением — алюминия и магния при переходе к краям зерен. Наибольшие различия в составе ядерных и периферических зон наблюдаются у крупных зерен, тяготеющих к перифериям ксенолитов. Для граната обоих ксенолитов анализы центральных (табл. 2, ан. 4 и 6) и периферических (табл. 2, ан. 5 и 7) частей зерен близки.

В целом гранат характеризуется повышенными содержаниями титана (0,66—1,08  $TiO_2$ ), хрома (2,07—2,37  $Cr_2O_3$ ) и железа (7,88—8,74  $FeO$ ; 1,59—2,49  $Fe_2O_3$ ). Концентрации  $CaO$  варьируют от 4,45 до 4,81. Указанные особенности химизма граната позволяют отнести его к минералу лерцолитового парагенезиса [5, 6].

Для келифитовых кайм на гранатах отмечено зональное строение, их мощность заметно возрастает у зерен, расположенных в периферических частях ксенолитов. Как видно на рис. 4, в келифитовых каймах выделяются три зоны.

1. Внутренняя зона мощностью до 100 мкм (зона 1 на рис. 4) с радиально-лучистым строением сложена кальцитом и флогопитом I генерации, характеризующимся повышенными содержаниями титана (2,24  $TiO_2$ ), алюминия (13,32  $Al_2O_3$ ) и пониженными — железа (4,82  $FeO$ ).

2. Промежуточная зона (зона 2 на рис. 4) мощностью до 300 мкм сложена тонкозернистым агрегатом хромсодержащего магномагнетита (15,51  $MgO$ , 6,53  $Cr_2O_3$ ) с повышенными содержаниями алюминия (2,24  $Al_2O_3$ ) и титана (1,36  $TiO_2$ ) и флогопита II генерации, который имеет пониженные содержания ти-



Рис. 4. Зональное строение келифитовой каймы на зерне граната (Gr): 1 — кальцит-флогопитовая зона (черное — кальцит); 2 — магномагнетит-флогопитовая зона; 3 — серпентин-авгитовая зона с идиоморфными включениями шпинелидов (белое). Пояснения см. в тексте,  $\times 200$

тана (0,79  $TiO_2$ ), алюминия (8,58  $Al_2O_3$ ) и повышенные железа (13,78  $FeO$ ), хрома (2,18  $Cr_2O_3$ ) и марганца (0,41  $MnO$ ).

3. Внешняя зона (зона 3 на рис. 4) с максимальной мощностью до 300 мкм сложена авгит-серпентиновым агрегатом, в котором наблюдаются крупные (до 50 мкм) идиоморфные зерна шпинелидов зонального строения. Центральные части последних сложены хромсодержащей шпинелью, а каймы отвечают  $Al-Cr$ -содержащему магномангиту с небольшими примесями титана (1,19  $TiO_2$ ).

Составы клинопироксенов, слагающих вкрапленники в обоих ксенолитах гранатовых перидотитов, сходны по составу (табл. 1, ан. 5 для обр. Бот-2 и ан. 6 для обр. Боб-1), хотя имеются некоторые различия, особенно по содержаниям алюминия и натрия. Концентрации последних заметно ниже у клинопироксена из обр. Бот-2, что приводит к пониженным содержаниям жадеитового минала (до полного отсутствия) при пересчетах анализов по сравнению с этим минералом из обр. Боб-1, где доля жадеитового минала достигает 6 мол.%. В клинопироксенах обоих образцов преобладают диопсидовый и клиноэнстатитовый минал. Их содержания несколько различны для обр. Бот-2 (60,5 мол.% — диопсид, 24,5 мол.% — клиноэнстатит). Присутствие железа в клинопироксенах обуславливает при пересчетах анализов появление ферросиллитового минала (13,7 мол.% для обр. Бот-2 и 11,3 мол.% для обр. Боб-1). Содержания хрома в описываемом минерале низкие: 0,54  $Cr_2O_3$  для Бот-2 и 0,71 для обр. Боб-1. Особенности химического состава клинопироксенов позволяют классифицировать их как субкальциевые диопсиды парагенезиса гранатовых лерцолитов [5, 6].

Ортопироксен в обоих образцах относится к ферросилит (12 мол.%)—энстатитовому (85 мол.%) ряду и по составу отвечает бронзиту.

Оливин из основной массы относится к хризолиту, хотя содержание в нем фаялитового минала в обоих ксенолитах достаточно высоко по сравнению с этим минералом из многих ксенолитов перидотитов в кимберлитах и описанных выше гранатовых перидотитов из массива Кутная Гора и кимберлитов Харамайского поля. Оливины из основной массы обр. Бот-2 и обр. Боб-1 имеют содержания фаялитового минала 13,8 и 14,0 мол.%  $Fe_2SiO_4$ , т. е. практически не различаются. Среди других особенностей состава оливина основной массы отметим полное отсутствие титана и никеля в пределах чувствительности электронно-зондового анализа и слегка повышенные содержания хрома (до 0,05  $Cr_2O_3$ ), кальция (до 0,08  $CaO$ ) и марганца (до 0,21  $MnO$ ). При серпентинизации оливина наблюдается одновременное понижение магнезиальности (до 33,75  $MgO$ ) и железистости (до 8,79  $FeO$ ).

В обр. Боб-1 обнаружено редкое включение оливина округлой формы во вкрапленнике граната. Эта более ранняя генерация оливина отличается меньшим содержанием фаялитового минала (12,5 мол.%) по сравнению с минералом, слагающим основную массу перидотитов. Особенности состава оливина сходны с теми, что установлены для этого минерала из ряда ксенолитов пироповых лерцолитов.

Как уже отмечалось, в основной массе существенно оливинового состава встречаются сульфиды. Электронно-зондовым анализом установлено, что сульфиды, слагающие каймы у зерен ортопироксена, представлены пентландит-джерфишеритовыми агрегатами. Выделения сульфидов, аналогичные по химическому и фазовому составу, встречаются и в межзерновом пространстве оливиновой матрицы. Составы минералов этих сульфидных агрегатов довольно выдержанны. Пентландит со-

ответствует кобальтсодержащей разности этого минерала и имеет слегка повышенное содержание примеси цинка, состав этого минерала 32,94 S; 21,64 Ni; 34,25 Fe; 9,43 Cu; 1,47 Co; 0,18 Zn. Состав джерфшерита: 29,92 S; 7,07 K; 10,08 Ni; 44,21 Fe; 5,25 Cu; 0,13 Zn; 3,34 Mg. Примесей Co и Cl в минерале не обнаружено.

Из приведенных данных петрографического и электронно-зондового анализа минералов можно предложить следующую схему кристаллизации описанных выше двух образцов пироповых лерцолитов. На первой стадии кристаллизации этих пород образовался оливин, встреченный в виде включений в порфириновых вкрапленниках граната. Близко по времени к этой первой генерации оливина происходила кристаллизация вкрапленников ортопироксена, образование которых предшествует формированию вкрапленников граната. Более ранняя (относительно граната) кристаллизация ортопироксена подтверждается обнаружением реликтов свежего ортопироксена в зернах граната. Вслед за ранними генерациями оливина и ортопироксена образовались вкрапленники граната и клинопироксена. Затем происходило формирование вкрапленников ортопироксена, явно ксеноморфных по отношению к гранату и клинопироксену. Потом имела место массовая кристаллизация оливина основной массы. На заключительной стадии образовались сульфиды пентландит-джерфшеритовой ассоциации.

Другое проявление этого процесса — вторичный нагрев ксенолитов и перераспределение зерен гранатов в результате вращения внутри вязкой текучей породы с образованием зональности за счет действия центробежных сил. Последняя выражается в резко большем количестве зерен гранатов и их больших размерах на контакте с кимберлитом и в закономерном уменьшении количества (до полного исчезновения) и размера зерен гранатов в ядерных частях ксенолитов.

Итак, описанные выше 4 образца гранатовых перидотитов наряду с общностью, выражающейся прежде всего в принадлежности всех образцов к одной разновидности пород — пироповым лерцолитам, имеют специфические черты. Последние заключаются в различии текстурно-структурных особенностей пород, соотношениях и несколько отличной последовательности кристаллизации минералов, а также в химическом составе одноименных минералов.

Прежде всего рассмотрим особенности гранатов, образующих порфириновые вкрапленники. Составы гранатов из всех четырех образцов (табл. 2) характеризуются относительно небольшими колебаниями умеренных содержаний кальция (4,4—4,8 CaO) и хрома (1,8—2,4 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Несколько повышенное содержание кальция (до 5,4 CaO) наблюдается у пиропового лерцолита из Харамайского поля. Гранат из этого образца характеризуется и пониженной титанистостью (0,06 TiO<sub>2</sub>) в отличие от гранатов из трех других изученных образцов лерцолитов, в которых содержания титана повышены и достигают 1,0 TiO<sub>2</sub>. Гранат из лерцолита Харамайского поля имеет невысокое содержание окисного железа (0,59 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), что свидетельствует о сильновосстановительных условиях среды кристаллизации породы по сравнению с таковой для пироповых лерцолитов массива Кутная Гора и из трубки Удачная. В последних наряду с повышенным содержанием железа в целом содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> достигает 2,49 мас. %.

Диопсид в изученных гранатовых лерцолитах (табл. 1) характеризуется низкими содержаниями алюминия, хрома, натрия и низкой железистостью. Отметим, что последняя минимальна (1,54 FeO; 0,32 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) для этого минерала из ксенолита в кимберлитах Харамайского поля, что подтверждает вывод о более восстановительных условиях

среды кристаллизации этой породы по сравнению с другими изученными нами гранатовыми лерцолитами.

Состав ортопироксена во всех пироповых лерцолитах близок: 32—34 MgO и 6—8 FeO, однако наблюдаются заметные различия в содержании алюминия: 0—0,8 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в лерцолитах из трубки Удачная, 1,09 — из массива Кутная Гора и до 1,96 из кимберлитов Харамайского поля, что указывает на различные давления, существовавшие при образовании этих пород, значения давлений обнаруживают отрицательную корреляцию с содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [2].

Оливин во всех изученных образцах имеет существенно форстеритовый состав, однако в этом минерале из пиропового лерцолита Харамайского поля, как и в гранате и клинопироксене, отмечено минимальное содержание железа (до 9,4 FeO). Однако, как уже сказано, железистость этого минерала повышена у пироповых лерцолитов из кимберлитовой трубки Удачная (13,4 FeO).

Сопоставляя изученные образцы пироповых лерцолитов, отметим отличия в последовательности кристаллизации минералов. Последняя весьма сходна для ксенолитов этих пород в кимберлитах и резко отличается от последовательности кристаллизации минералов в лерцолите из перидотитового массива Кутная Гора. Пироповый лерцолит интрузива Кутная Гора характеризуется ранним гранатом и значительно более поздним клинопироксеном и минералами основной массы (оливином и ортопироксеном). В изученных ксенолитах из кимберлитов гранат и клинопироксен кристаллизовались почти одновременно.

Что касается келифитовых кайм на гранатах, то они достигают значительных размеров и приобретают зональное строение с выделением шпинелевых фаз у пироповых лерцолитов из трубки Удачная и крайне малы или вообще отсутствуют у других изученных пород, что свидетельствует об активном воздействии кимберлитовых флюидов для пироповых лерцолитов и о их меньшей активности для других пород. Подчеркнем существенную роль кимберлитовых флюидов в формировании келифитовых кайм, поскольку мощность последних существенно возрастает на границе ксенолит—кимберлит. В связи с этим, по-видимому, можно сделать вывод о кооперативном влиянии мантийных и кимберлитовых флюидов на образование многослойных келифитовых кайм.

Следует также отметить проявление натриевого метасоматоза при частичном воздействии мантийных флюидов (в первую очередь обогащенных натрием) в ксенолитах перидотитов из кимберлитов Харамайского поля, выразившегося в развитии паргасита по клинопироксену.

Приведенные фактические данные позволяют судить о механизме происхождения зональности в распределении гранатов и сводятся к следующему. Неоднородное распределение гранатов отмечено в относительно небольших ксенолитах пироповых лерцолитов. Однородное распределение гранатов установлено в мощной пачке пироповых лерцолитов перидотитового массива Кутная Гора. Неоднородное распределение гранатов в ксенолитах пироповых лерцолитов приводит к образованию двух типов зональности: концентрической (обр. Бот-2 и Боб-1 из трубки Удачная) и горизонтальной (образец из кимберлитов Харамайского поля).

**Выводы.** 1. Неоднородное распределение гранатов в ксенолите пиропового лерцолита из кимберлитов Харамайского поля связано с его прогревом под воздействием кимберлитового флюида и последующим гравитационным осаждением граната при относительно спокойных условиях доставки ксенолита к поверхности.

2. Формирование концентрической зональности в ксенолитах пироповых перидотитов округло-овальной формы из трубки Удачная обусловлено их прогревом под воздействием кимберлитового флюида-транспортера с образованием вязкого текучего расплава и последующим перераспределением зерен граната под воздействием центробежных сил, возникающих при вращении ксенолита при доставке его к поверхности кимберлитовым расплавом, в котором из-за высокой скорости подъема могут возникать вихревые потоки.

3. Разделить лерцолиты (а также другие типы глубинных ксенолитов) на гранатковые и безгранатковые нельзя только на основе визуального или петрографического изучения пород, но необходимо привлекать дополнительные минералогические и петрологические критерии для оценки РТ-условий их образования, поскольку обломки ксенолитов могут обладать резко различными текстурно-структурными особенностями.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бушуева Е. Б., Гаранн В. К., Кудрявцева Г. П. Банки данных, особенности химического состава и классификация шпинелидов из кимберлитов/Деп. ВИНТИ, 691—В93. 22.03.93.
2. Владимиров Б. М., Валянюк Н. Я., Пономаренко А. И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976.
3. Владимиров Б. М., Дауев Ю. М., Зубарев Б. М. и др. Геология и генезис алмазных месторождений. Кн. 1, 2. М.: Наука, 1989.
4. Гаранн В. К. Введение в минералогию алмазных месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 30—50.
5. Гаранн В. К., Кудрявцева Г. П., Марфунин А. С. и др. Включения в алмазе и алмазоносные породы. М.: Изд-во МГУ, 1991. С. 165—231.
6. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983.
7. Маракушев А. А. Минеральные ассоциации алмаза и проблема образования алмазоносных магм//Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1985. С. 5—53.
8. Никишов К. Н. Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса. М.: Наука, 1984.
9. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974.
10. Спеццус З. В., Серенко В. П. Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. М.: Наука, 1990.
11. Уханов А. В., Рябчиков И. Д., Харькив А. Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988.
12. Fiala J. Pyrope of some garnet peridotites of the Czech Massif//Krystallinikum, 1965. N 3. P. 55—74.
13. Mantle Metasomatism/Ed. by M. A. Menzies and C. J. Hawkesworth. London, Academic Press, 1987.

Поступила в редакцию  
10.05.94

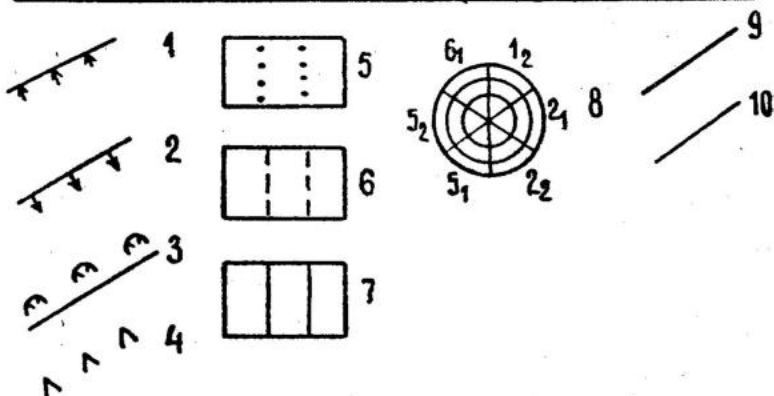
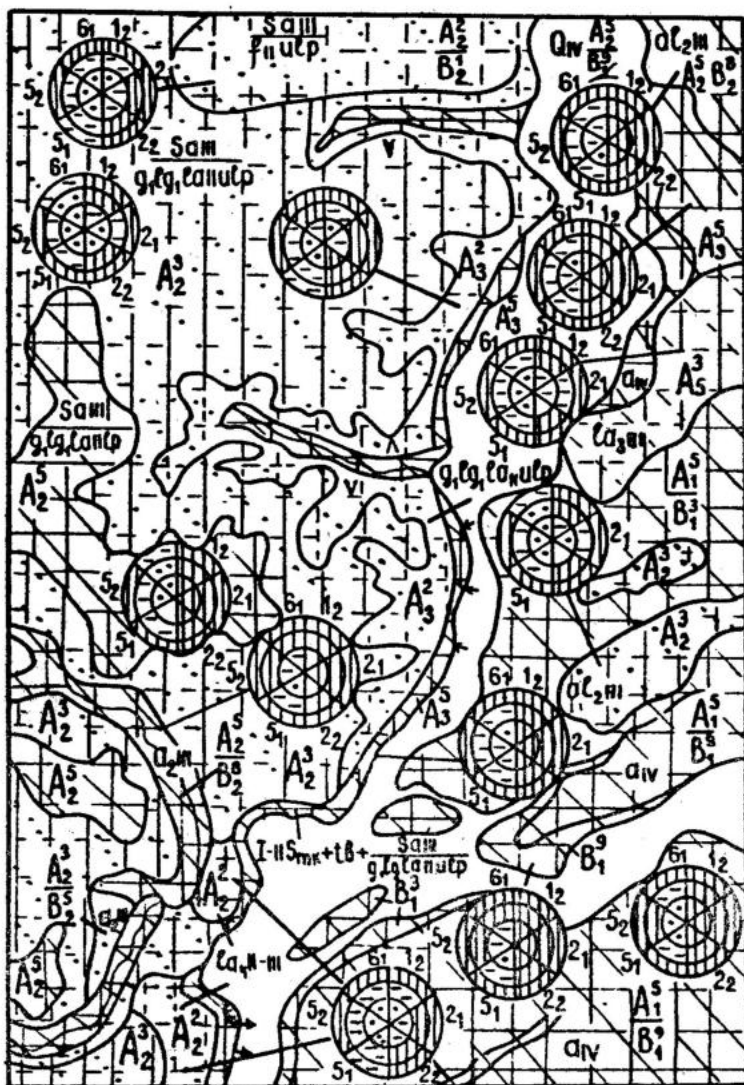
ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 4, ГЕОЛОГИЯ. 1996. № 1

УДК 624.131

В. Т. Трофимов, Н. С. Красилова, А. С. Герасимова

#### КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ УСТОЙЧИВОСТИ МАССИВОВ ГЛИНИСТЫХ И ПЕСЧАНЫХ ПОРОД К ТЕХНОГЕННЫМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ

**Введение.** Обзор современного состояния проблемы устойчивости геологической среды к техногенным воздействиям показал, что единое понимание термина «устойчивость» отсутствует. Авторы пришли к выводу, что нельзя говорить об устойчивости массивов горных пород без-



Карта устойчивости массивов дисперсных грунтов к техногенным воздействиям (макет), масштаб 1 : 200 000.

относительно к конкретным техногенным воздействиям, поскольку один и тот же массив одновременно может быть устойчивым к одному и неустойчивым к другому типу воздействия. При этом под устойчивостью геологической среды мы понимаем [4] ее способность сохранять под влиянием техногенного воздействия определенного типа и интенсивности неизменными состав, структуру и состояние или изменять их в таких пределах, в которых не могут проявляться процессы, ведущие к нарушению функционирования природно-технической системы, или не возникают неблагоприятные экологические последствия.

Инструментом моделирования состояния массивов пород, оценки и прогноза их поведения при техногенных нагрузках являются карты устойчивости. Они относятся к оценочно-прогнозным, на них не только отражается природное состояние массивов пород, но дается прогноз изменения этого состояния и возможного развития негативных инженерно-геологических процессов в результате техногенного воздействия, заданного исследователем. На карте каждый массив пород имеет категорию устойчивости относительно того или иного техногенного воздействия определенной интенсивности.

Авторы разработали общие положения проблемы устойчивости геологической среды и факторов ее определяющих [4], на основе которых создана методика составления карт устойчивости массивов дисперсных грунтов к техногенным воздействиям с типовыми легендами для масштабов 1 : 200 000 и 1 : 25 000 [5].

Содержание карты устойчивости мы можем продемонстрировать на примере участка макета карты масштаба 1 : 200 000 (рисунок), составленной для территории с преимущественным развитием глинистых, реже песчаных отложений разнообразного возраста с широким диапазоном изменения влажности и плотности пород и уклонов по-

Генезис и возраст отложений глинистых и песчаных массивов:  $aIV$  — современные аллювиальные отложения пойменных террас (пески, пески с гравием и галькой, супеси, суглинки и глины, мощность 5—30 м);  $a_2III$  — верхнечетвертичные аллювиальные отложения вторых надпойменных террас (пески, супеси, суглинки, мощность 8—20 м);  $a_2III$  — верхнечетвертичные аллювиально-озерные отложения вторых террас (глины, суглинки, пески, алевриты, мощность 10—30 м);  $la_3III$  — верхнечетвертичные озерно-аллювиальные отложения третьих террас (суглинки, глины, супеси, пески, мощность 15—25 м);  $la_4II-III$  — средне-верхнечетвертичные озерно-аллювиальные отложения четвертых террас (суглинки, супеси; глины, пески, мощность 20—30 м);  $lIulp$  — среднечетвертичные флювиогляциальные отложения усть-ляпинской толщи (пески, пески с гравием, галькой и валунами);  $saIII$  — верхнечетвертичные субэриальные покровные отложения (супеси и суглинки, мощность 2—10 м);  $g_l, g_1, la_1lulp$  — среднечетвертичные нерасчлененные отложения усть-ляпинской толщи ледниковые, озерно-ледниковые, озерно-аллювиальные (суглинки, супеси, глины, суглинки и супеси с галькой, пески с галькой, мощность около 30 м);  $I-IIsmk+lb$  — среднечетвертичные и нижнечетвертичные озерно-ледниковые и аллювиальные отложения объединенных семейкинской и тобольской свит соответственно (ленточные глины и пески, мощность 10—20 м).

Современные опасные геологические процессы и явления: 1 — подыв склонов; 2 — обвально-осыпные процессы; 3 — действующие и приостановившиеся оползни; 4 — овражная эрозия. Категории устойчивости массивов: 5 — устойчивые; 6 — условно устойчивые; 7 — неустойчивые (штриховка: косая — устойчивость массивов при воздействии статической нагрузки  $< 0,1$  МПа без дополнительного увлажнения ( $l_1^1$ ), горизонтальная — устойчивость массива при воздействии  $l_1^2$ , вертикальная — устойчивость массива при воздействии  $l_1^3$ ); 8 — круговая диаграмма, каждый сектор соответствует определенному типу техногенного воздействия —  $l_2, 2_1, 2_2, 5_1, 5_2, 6_1$  (см. таблицу). Тип штриховки (сплошная, пунктирная, точечная) в сегментах сектора отражает изменение устойчивости массива при увеличении интенсивности техногенного воздействия ( $l_2^1, l_2^2, l_2^3$  и т. д.) соответственно от центра к периферии; 9 — границы массивов пород разных видов; 10 — границы геолого-генетических комплексов в пределах массива пород одного вида

верхности массивов. Макет карты составлен в соответствии с предложенной типовой легендой [5].

**Построение легенды карты.** Легенда к карте состоит из нескольких разделов. Первый раздел содержит характеристику генезиса и возраста отложений глинистых и песчаных массивов, представленных аллювиально-озерными, флювиогляциальными, озерно-ледниковыми и ледниковыми породами от современного до раннечетвертичного возраста, их литологический состав и мощность. Генезис и возраст отложений показаны на карте геологическим индексом в пределах контура каждого вида массива.

Во втором разделе систематизированы современные опасные геологические процессы и явления: подмыв склонов, обвально-осыпные процессы, действующие и приостановившиеся оползни, овражная эрозия; они показаны на карте условными значками.

Третий раздел легенды содержит оценку устойчивости массивов пород к техногенным воздействиям и выражен в виде двухрядной таблицы-матрицы (таблица), в вертикальных рядах (колонки) левой части которой даны природные факторы устойчивости массивов, в горизонтальных рядах (строки) верхней части — характер и интенсивность ожидаемого техногенного воздействия. К природным критериям устойчивости отнесены прежде всего типы массивов, которые обозначены буквенными индексами и выделены по преобладающему литологическому типу пород с последующим подразделением массивов глинистых пород по увлажненности и набухаемости, лёссовых — по увлажненности, суммарной просадке, песчаных — по степени влажности и плотности.

При составлении макета карты устойчивости масштаба 1 : 200 000 рассмотрено пять типов техногенного воздействия на выделенные массивы пород. Эти типы проиндексированы в соответствии с типовой легендой цифрами: статические ( $1_1$ ) и динамические ( $1_2$ ) нагрузки, увлажнение пород (2), осушение (5), воздействие водного потока (6). Интенсивность воздействия — надстрочный цифровой индекс.

Рассмотрены три уровня статических нагрузок:  $<0,1$  ( $1_1^1$ );  $0,1-0,3$  ( $1_1^2$ ) и  $0,3$  МПа ( $1_1^3$ ) и три уровня динамических нагрузок с ускорениями:  $<0,025$  ( $1_2^1$ );  $0,025-0,1$  ( $1_2^2$ ) и  $0,1$  м/с<sup>2</sup> ( $1_2^3$ ). Указанные уровни динамических нагрузок отвечают землетрясениям силой  $<4$ ,  $4-7$  и  $>7$  баллов соответственно, но отличаются неограниченностью времени воздействия.

Далее отражено влияние статических и динамических нагрузок также трех уровней по интенсивности, наложенных на увлажнение или на осушение массивов пород. Для данного макета карты устойчивости из типовой легенды взято увлажнение глинистых массивов до пластичной консистенции грунтов ( $W_p < W_{ест} \leq W_L$ ), а песчаных — до увлажненного состояния ( $S_r = 0,5 \div 0,8$ ); осушение массивов — до твердой консистенции глинистых пород ( $W_{ест} \leq W_p$ ) и до слабо увлажненного состояния песчаных пород ( $S_r \leq 0,5$ ).

Выделено три уровня по силе воздействия водного потока на основании известных максимальных размывающих скоростей течения для разных групп пород. В легенде предусмотрены следующие скорости воздействующего потока:  $0,3-0,55$  ( $6_1^1$ ),  $0,55-0,8$  ( $6_1^2$ ) и  $>0,8$  м/с ( $6_1^3$ ). Устойчивость каждого массива к техногенному воздействию в таблице-матрице показана римскими цифрами в клетках на пересечении вертикальных и горизонтальных рядов: I — устойчивые, II — условно устойчивые и III — неустойчивые. (В цветном варианте макета карты они показаны соответственно зеленым, желтым и

Оценка устойчивости массивов пород к техногенным воздействиям

Тип массива	Природные факторы устойчивости массивов						
	Уклон поверхности	Естественная влажность		Относительное набухание	Плотность сложения песков	Возраст и генезис отложений	
		глин, $W$	песков, $S_r$				
Глинистый, А	0,01—0,1	$\leq W_P$	—	$>0,04$	—	$la_4$ II—III, $sa$ III, $g$ , $lg$ , $la$ II <i>ulp</i>	
		$W_P < W_e \leq W_L$	—	$<0,04$	—	$a_2$ III, $la_3$ III, $la_4$ II—III, $sa$ III, $g$ , $lg$ , $la$ II <i>ulp</i>	
		$>W_L$	—	$<0,04$	—	$a_2$ III, $la_3$ III, $sa$ III, $g$ , $lg$ , $la$ II <i>ulp</i>	
	$>0,1$	$\leq W_P$	—	$>0,04$	—	$la_4$ II—III, $sa$ III	
		$W_P < W_e \leq W_L$	—	$<0,04$	—	$la_3$ III, $la_4$ II—III	
		$>W_L$	—	$<0,04$	—	$la_3$ III, $sa$ III, $g$ , $lg$ , $la$ II <i>ulp</i> , I—II <i>smk</i> + <i>tb</i>	
	Песчаный, В	$<0,01$	—	$0,8 < S_r \leq 1$	—	Рыхлые	$a$ IV
	Преимущественно песчаный с глинистым слоем сверху, А/В	$<0,01$	$>W_L$	$0,8 < S_r \leq 1$	$<0,04$	Рыхлые	$a$ IV
		0,01—0,1	$<W_P$	$0 < S_r \leq 0,5$	$>0,04$	Плотные	$sa$ III, $f$ II <i>ulp</i>
$W_P < W_e \leq W_L$			$0,5 < S_r \leq 0,8$	$<0,04$	Средней плотности	$a_2$ III	
$>W_L$			$0,8 < S_r \leq 1$	$<0,04$	Средней плотности	$a_2$ III	
Глинистые и песчаные переслаивающиеся, АВ	0,01—0,1	$>W_L$	$0,8 < S_r \leq 1$	$<0,04$	Средней плотности	$a_2$ III	

Индекс массива	Характер и интенсивность ожидаемого техногенного воздействия					
	без дополнительного увлажнения					
	статические нагрузки, МПа			динамические нагрузки (ускорение), м/с <sup>2</sup>		
	<0,1	0,1–0,3	>0,3	<0,025	0,025–0,1	>0,1
	1 <sub>1</sub> <sup>1</sup>	1 <sub>1</sub> <sup>2</sup>	1 <sub>1</sub> <sup>3</sup>	1 <sub>2</sub> <sup>1</sup>	1 <sub>2</sub> <sup>2</sup>	1 <sub>2</sub> <sup>3</sup>
A <sub>2</sub> <sup>2</sup>	I	II 6	II 6	I	II 10	III 10
A <sub>2</sub> <sup>3</sup>	I 9	II 4, 6	III 4, 6	I	II 4, 10	III 4, 10
A <sub>2</sub> <sup>5</sup>	III 6, 9	III 6, 9	III 6, 9, 12	III 11	III 11	III 11
A <sub>3</sub> <sup>2</sup>	I	II 4, 6	II 4, 6	I	II 4, 10	III 4, 10
A <sub>3</sub> <sup>3</sup>	II 3, 9	II 3, 6, 9	III 3, 6, 9, 12	II 3, 11	III 3, 11	III 3, 11
A <sub>3</sub> <sup>5</sup>	III 3, 6, 9	III 3, 6, 9	III 3, 6, 9, 12	III 3, 11	III 3, 11	III 3, 11
B <sub>1</sub> <sup>9</sup>	III 6	III 6	III 6	III 11	III 11	III 11
A <sub>1</sub> <sup>5</sup> /B <sub>1</sub> <sup>3</sup>	III 6, 9	III 6, 9	III 6, 9, 12	III 11	III 11	III 11
A <sub>2</sub> <sup>2</sup> /B <sub>2</sub> <sup>1</sup>	I	II 6	II 6	I	II 10	III 10
A <sub>2</sub> <sup>3</sup> /B <sub>2</sub> <sup>5</sup>	I 9	II 6, 9	III 6, 9, 12	II 11	III 11	III 11
A <sub>2</sub> <sup>5</sup> /B <sub>2</sub> <sup>8</sup>	III 6, 9	III 6, 9	III 6, 9, 12	III 5, 11	III 5, 11	III 5, 11
A <sub>2</sub> B <sub>2</sub>	III 6, 9	III 6, 9	III 5, 6, 9, 12	III 5, 11	III 5, 11	III 5, 11

## Характер и интенсивность ожидаемого техногенного воздействия

с увлажнением до  $W_p < W \leq W_L/S_r = 0,5 + 0,8$ 

статические нагрузки, МПа			динамические нагрузки (ускорение), м/с <sup>2</sup>		
<0,1	0,1–0,3	>0,3	<0,025	0,025–0,1	>0,1
2 <sub>1</sub> <sup>1</sup>	2 <sub>1</sub> <sup>2</sup>	2 <sub>1</sub> <sup>3</sup>	2 <sub>2</sub> <sup>1</sup>	2 <sub>2</sub> <sup>2</sup>	2 <sub>2</sub> <sup>3</sup>
II 1, 8, 9	III 1, 6, 8, 9	III 1, 6, 8, 9, 12	II 1, 6, 8	III 1, 6, 11	III 1, 6, 11
II 3, 6, 8, 9	III 3, 6, 8, 9	III 3, 6, 8, 9, 12	III 3, 11	III 3, 11	III 3, 11
III 6, 9	III 6, 9	III 6, 9, 12	III 11	III 11	III 11
II 3, 6, 8, 9	II 3, 6, 8, 9	III 3, 6, 8, 9, 12	III 3, 11	III 3, 11	III 3, 11
II 3, 9	II 3, 6, 9	III 3, 6, 9, 12	II 3, 11	III 3, 11	III 3, 11
III 3, 6, 9	III 3, 6, 9	III 3, 6, 9, 12	III 3, 11	III 3, 11	III 3, 11
III 6	III 6	III 6	III 11	III 11	III 11
III 6, 9	III 6, 9	III 6, 9, 12	III 11	III 11	III 11
II 1, 8, 9	III 1, 6, 8, 9	III 1, 5, 6, 8, 9, 12	II 1, 6, 8	III 1, 5, 6, 11	III 1, 5, 6, 11
I 9	II 6, 9	III 6, 9, 12	II 11	III 11	III 11
III 6, 9	III 6, 9	III 6, 9, 12	III 5, 11	III 5, 11	III 5, 11
III 6, 9	III 6, 9	III 5, 6, 9, 11	III 5, 11	III 5, 11	III 5, 11

## Характер и интенсивность ожидаемого техногенного воздействия

с осушением до $W \leq W_p/S_r \leq 0,5$						водного потока со скоростью, м/с		
статические нагрузки, МПа			динамические нагрузки (ускорение), м/с <sup>2</sup>			0,3— 0,55	0,55— 0,8	>0,8
<0,1	0,1—0,3	>0,3	<0,025	0,025—0,1	>0,1			
$5_1^1$	$5_1^2$	$5_1^3$	$5_2^1$	$5_2^2$	$5_2^3$	$6_1^1$	$6_1^2$	$6_1^3$
I	II 6	II 6	I	II 10	III 10	I	II 2	III 2
I	II 4, 6	II 4, 6	I	II 4, 10	I 4, 10	II 2	III 2	III 2
I 7	II 6, 7	III 6, 7, 12	I 7	II 7, 10	III 7, 10	I	I	II 2
I	II 4, 6	II 4, 6	I	II 4, 10	III 4, 10	II 2	III 2	III 2
I 7	II 4, 6, 7	III 4, 6, 7	I 7	II 4, 7, 10	III 4, 7, 10	I	II 2	III 2
II 7	II 4, 6, 7	III 4, 6, 7	II 7	II 4, 7, 10	III 4, 7, 10	I	II 2	III 2
I	II 6	III 6	II 6	III 6	III 6	II 2	III 2	III 2
I	II 6	III 6, 7, 12	II 7	III 7, 11	III 7, 11	I	II 2	III 2
I	II 6	II 6	I	II 10	III 10	I	II 2	III 2
I 7	II 6, 7	III 6, 7, 12	I 7	II 7, 10	III 7, 10	I	I	II 2
I 7	II 6, 7	III 6, 7	II 7, 10	II 7, 10	III 7, 10	I	I	II 2
I 7	II 6, 7	III 6, 7	II 6, 7	II 6, 7	III 10	II 2	II 2	III 2

красным цветом). Рядом с римской цифрой в квадрате арабскими цифрами обозначены инженерно-геологические процессы, которые могут возникнуть в массиве в результате техногенного воздействия определенной интенсивности. Содержание их раскрыто в пятом разделе легенды.

Четвертый раздел легенды расшифровывает приемы отображения в таблице и на карте категории устойчивости массивов пород.

В пятом разделе легенды перечислены те антропогенные процессы, которые могут возникнуть в результате рассматриваемых техногенных воздействий: 1 — заболачивание, 2 — овражная эрозия, 3 — оползни, 4 — обвалы и осыпи, 5 — механическая суффозия, 6 — неравномерная осадка, 7 — усадка, 8 — набухание, 9 — пучение, 10 — трещинообразование, 11 — разупрочнение грунтов от динамической нагрузки до полного разжижения, 12 — разрушение грунта в основании сооружений из-за полного нарушения структурных связей.

В шестой раздел легенды вынесены прочие обозначения, в число которых входят границы массивов пород и геолого-генетических комплексов.

**Принципы выделения массивов.** Массивы пород выделяются по преобладающему литологическому типу пород. На рассматриваемой карте выделены однопородные однослойные глинистые и песчаные массивы (А, В), двухпородные двухслойные массивы (А/В) и массивы двухпородного переслаивания (АВ).

Однопородные однослойные глинистые массивы (А) развиты в основном среди озерно-аллювиальных и аллювиально-озерных отложений II, III и IV надпойменных террас, однопородные песчаные массивы (В) встречаются редко в пределах прирусловых валов поймы. Двухпородные массивы с двухслойным характером разреза представлены преимущественно песчаными отложениями с глинистым слоем в верхней части (А/В), входящими в состав аллювиальных отложений поймы, I и II надпойменных террас, флювиогляциальных и озерно-ледниковых среднечетвертичных отложений высоких террас и водоразделов. Двухпородные массивы в виде переслаивания песчаных и глинистых отложений (АВ) локально развиты среди аллювия II надпойменной террасы.

На втором уровне подразделение массивов проведено по уклону их поверхности с выделением трех градаций:  $<0,01$  ( $<1^\circ$ );  $0,01-0,1$  ( $1-6^\circ$ );  $>0,1$  ( $>6^\circ$ ), обозначенных в легенде и на карте арабской цифрой в подстрочном индексе у буквенного индекса:  $A_1$ ,  $A_2$ ,  $A_3$ .

На третьем уровне подразделение массивов проведено на основании учета двух признаков: для глинистых грунтов — степени увлажненности и набухаемости, для песчаных — степени увлажненности и плотности сложения.

Среди глинистых массивов по степени увлажненности выделены: 1) слабо увлажненные, с весовой влажностью ниже влажности нижнего предела пластичности ( $W_{ест} < W_P$ ), обуславливающей твердую консистенцию пород; 2) увлажненные, с колебанием весовой влажности между нижним и верхним пределами пластичности ( $W_P < W_{ест} \leq W_L$ ), обуславливающим пластичную консистенцию пород; 3) сильно увлажненные массивы при весовой влажности выше верхнего предела пластичности ( $W_{ест} > W_L$ ), обеспечивающей скрытотекущую консистенцию грунтов.

Массивы с разной степенью увлажненности разделены на набухающие (относительное набухание  $>0,04$ ) и ненабухающие ( $<0,04$ ). Всего по указанным признакам на карте выделено 3 вида глинистых мас-

сивов, обозначенных в соответствии с предложенной типовой легендой карты устойчивости арабской цифрой в надстрочном индексе при буквенном индексе:  $A^2$ ,  $A^3$ ,  $A^5$ .

Глинистые массивы слабо увлажненные, обычно набухающие ( $A_2^2$ ,  $A_3^2$ ), на рассматриваемой территории встречаются достаточно редко среди озерно-аллювиальных и озерно-ледниковых отложений средне- и позднечетвертичного возраста и приурочены в основном к прибрежной части высокого берегового уступа, где они слабооблессованы.

Глинистые массивы увлажненные ( $A_2^3$ ,  $A_3^3$ ), но не набухающие тяготеют к прибрежным частям пойменных террас и приводораздельным участкам пологих склонов, дренируемых верховьями логов и оврагов.

Сильно увлажненные глинистые массивы ненабухающие ( $A_2^5$ ,  $A_3^5$ ) приурочены к широким, слабо расчлененным, плохо дренируемым водоразделам и тыловым частям надпойменных террас, а также к правобережному береговому уступу, где массив сильно увлажнен из-за разгрузки подземных вод.

Среди песчаных массивов по степени увлажненности выделены:

1) слабо увлажненные, при степени влажности грунтов  $\leq 0,5$ , обусловленной достаточно глубоким ( $> 5$  м) залеганием грунтовых вод. Породы такой влажности на данной территории не образуют однородных массивов, а составляют лишь песчаную часть разреза в двухпородных двухслойных массивах типа  $A_2^2/B_2^1$  среди среднечетвертичных флювиогляциальных отложений, перекрытых покровными суглинками;

2) увлажненные, при степени влажности  $0,5-0,8$ , с глубиной залегания грунтовых вод  $2-5$  м. Породы такой увлажненности составляют часть двухпородного двухслойного массива ( $A_2^3/B_2^5$ ) среди аллювиальных отложений II надпойменной террасы;

3) насыщенные водой при степени увлажненности  $> 0,8$ , обусловленной близким залеганием ( $< 2$  м) грунтовых вод, особенно широко развиты среди аллювиальных отложений поймы.

Песчаные массивы разной степени увлажненности разделены по плотности сложения на рыхлые, средней плотности и плотные.

Масштаб исследований не позволяет определить в массовом порядке гранулометрический состав и соответственно воспользоваться определением категории плотности по коэффициенту пористости (по ГОСТу). Поэтому на основании экспертной оценки к песчаным массивам рыхлого сложения мы отнесли пески поймы ( $a_{IV}$ ) и I надпойменной террасы ( $a_{III-IV}$ ), средней плотности — пески II надпойменной террасы ( $a_{II}$ ), а к плотным — флювиогляциальные пески среднечетвертичного возраста ( $f_{II/IV}$ ). По совокупности двух признаков выделен один реально существующий на данной территории песчаный массив — водонасыщенный песчаный массив рыхлого сложения ( $B_1^9$ ), локально развитый в пределах поймы.

Двухпородные двухслойные массивы подразделены на виды также в совокупности по рассмотренным выше двум парам признаков для каждой части разреза. В результате среди преимущественно песчаных массивов с глинистым слоем в верхней части выделено 4 следующих реально существующих на данной территории вида массивов, из которых один имеет ровную поверхность (уклон  $< 0,01$ ) и три с уклоном  $0,01-0,1$ . Массивы сложены: 1) сильно увлажненными ненабухающими глинистыми породами, которые залегают на водонасыщенных рыхлых песках ( $A_1^5/B_1^9$ ), слагающих пойму р. Северная с практически ровной поверхностью ( $< 0,01$ ); 2) слабо увлажненными нена-

бухающими глинистыми верхнечетвертичными покровными породами на слабо увлажненных плотных среднечетвертичных флювиогляциальных песках ( $A_2^2/B_2^1$ ); 3) увлажненными ненабухающими глинистыми породами на увлажненных песках средней плотности ( $A_2^3/B_2^5$ ), слагающих аллювий II надпойменной террасы мелких притоков; 4) сильно увлажненными ненабухающими глинистыми породами на водонасыщенных песках средней плотности II надпойменной террасы мелких притоков ( $A_2^5/B_2^8$ ).

Локально развит двухпородный массив, представленный переслаиванием сильно влажных ненабухающих глинистых и водонасыщенных средней плотности песчаных грунтов ( $A_2^5/B_2^8$ ), среди аллювиально-озерных отложений II надпойменной террасы.

В целом в соответствии с разработанной типовой легендой на карте выделено 12 видов массивов, индексы которых приведены в соответствующей колонке таблицы-матрицы.

**Принципы оценки устойчивости массивов глинистых и песчаных пород к техногенному воздействию.** На пересечении горизонтальных и вертикальных рядов таблицы приведена оценка устойчивости конкретных массивов к определенному техногенному воздействию. Выделено три категории устойчивости массивов пород: устойчивые (I), условно устойчивые (II) и неустойчивые (III). Условно устойчивую оценку получили массивы, для которых переход от категории устойчивых к неустойчивым и наоборот может зависеть от двух причин: 1) конкретизации величины техногенной нагрузки в пределах указанного диапазона того или иного уровня по интенсивности или 2) от более точного определения наименования пород грунтового массива по дисперсности и состоянию. Сначала оцениваются результаты одиночного воздействия в виде статических или динамических нагрузок разной интенсивности без дополнительного увлажнения ( $I_1, I_2$ ).

Для оценки устойчивости глинистых массивов к статическим нагрузкам использована табл. 3 из СНиП 2.02.01—83 [3, с. 37] с расчетными сопротивлениями для пылевато-глинистых (непросадочных) грунтов с различными составом, пористостью и показателем текучести. Но так как при масштабе 1 : 200 000 известна лишь консистенция грунта и величина прилагаемой нагрузки, мы считаем глинистый массив устойчивым к ней, если нагрузка не превышала ни одно из указанных в таблице расчетных сопротивлений для глинистых грунтов разных состава и пористости. Если же превышала какую-то часть из них, то массив оценивался как условно устойчивый, т. е. условность оценки связана с тем, что в зависимости от состава глинистого грунта (супесь, суглинок или глина) и его пористости (неопределенные при данном масштабе исследований) массив может быть устойчивым или неустойчивым при данной нагрузке. Если же прилагаемая статическая нагрузка была меньше всех расчетных сопротивлений, приведенных в [3, с. 37], то массив оценивался как неустойчивый. Характер оценки как бы подкреплен указанием (цифровым) тех инженерно-геологических процессов, которые могут при этом возникнуть.

Как устойчивые оценены массивы глинистых грунтов слабо увлажненные с твердой консистенцией ( $A_2^2, A_3^2$ ) при нагрузках  $<0,1$  МПа. Для больших нагрузок оценка снижена до условно устойчивой, так как у массивов, сложенных супесями и суглинками с большой пористостью ( $>0,7$ ), может возникнуть неравномерная осадка. Как условно устойчивые при воздействии статических нагрузок  $<0,1$  и  $0,1—0,3$  МПа оценены увлажненные массивы пластичной консистенции с наклонной поверхностью ( $>0,1$ ), в которых могут возникать неравномерная осад-

ка, пучение грунтов и оползни. К неустойчивым при всех статических нагрузках отнесены сильно увлажненные глинистые массивы ( $A_2^5$ ,  $A_3^5$ ) со скрытотекучей консистенцией, а массивы увлажненные с пластичной консистенцией ( $A_2^3$ ,  $A_3^3$ ) неустойчивы при нагрузках  $>0,3$  МПа. В таких массивах могут происходить неравномерная осадка фундамента, пучение, а при больших нагрузках ( $>0,3$  МПа) — разрушение грунта в основании сооружений из-за полного нарушения структурных связей и перехода в текучее состояние.

При оценке устойчивости к статическим нагрузкам песчаных массивов использована табл. 2 из [3] с расчетными сопротивлениями  $R_0$  для песчаных грунтов с различным составом, влажностью и плотностью. На основании этих данных водонасыщенные рыхлые массивы ( $B_1^9$ ) оценены как неустойчивые по отношению к статическим нагрузкам всех трех градаций, так как под их воздействием может возникнуть неравномерная осадка фундамента.

Устойчивость к статическим нагрузкам двухпородного, преимущественно песчаного массива с глинистым слоем в верхней части (А/В) оценивали сначала по устойчивости глинистой части разреза с последующей корректировкой (при необходимости) по песчаной части. Устойчивость к статическим нагрузкам преимущественно глинистых массивов с песчаным слоем в верхней части (В/А) определяли по песчаному грунту с уточнением оценки по глинистому грунту. Устойчивость массивов глинистых и песчаных переслаивающихся (АВ) пород оценивали по наихудшему варианту относительно состояния каждого из переслаивающихся типов пород.

При оценке устойчивости массивов пород к воздействию динамических нагрузок с различными виброускорениями мы ориентировались, с одной стороны, на характеристику остаточных деформаций горных пород по шкале MSK-64 при землетрясениях соответствующей балльности, а с другой — поскольку время воздействия динамических нагрузок на массив в отличие от сейсмических нагрузок, неограничено, использовали закономерности квазитиксотропного разупрочнения глинистых грунтов, полученные экспериментально [1].

При этом мы исходим из того, что устойчивость к динамическим нагрузкам не может быть выше, чем к статическим. К неустойчивым отнесены все сильно увлажненные глинистые ( $A_2^5$ ,  $A_3^5$ ) и водонасыщенные песчаные ( $B_1^9$ ) массивы при всех ускорениях, а также увлажненные глинистые пластичной консистенции ( $A_2^3$ ,  $A_3^3$ ) массивы при ускорениях  $>0,025$  м/с<sup>2</sup>, поскольку в этих условиях динамические нагрузки могут вызвать разупрочнение грунтов до полного разжижения, а в массивах с уклоном поверхности  $>6^\circ$  и возникновение оползней. К массивам, устойчивым к воздействию динамических нагрузок с ускорениями  $<0,025$  м/с<sup>2</sup>, отнесены глинистые слабо увлажненные массивы твердой консистенции ( $A_2^2$ ,  $A_3^2$ ). С увеличением ускорений такие глинистые массивы переходят в разряд условно устойчивых и неустойчивых из-за возможного развития трещинообразования, а на склонах — обвалов и осыпей. Устойчивость к динамическим нагрузкам двухпородного преимущественно песчаного массива с глинистым слоем в верхней части (А/В) определяли прежде всего по устойчивости глинистой части разреза (по аналогии с однопородным глинистым массивом), но при наличии рыхлых увлажненных и водонасыщенных песков значение оценки массива по устойчивости существенно снижали из-за возможного развития механической суффозии.

При оценке устойчивости глинистых массивов к статическим и динамическим нагрузкам в условиях увлажнения пород до пластического

состояния (до влажности, которая больше нижнего предела пластичности, но меньше или равна влажности верхнего предела пластичности) мы исходили прежде всего из того, изменяет ли увлажнение в данных пределах существующую консистенцию пород или нет. В тех случаях, когда породы массива уже имели пластичную ( $A_2^3, A_3^3$ ) или текучую ( $A_2^5, A_3^5$ ) консистенцию, категорию устойчивости оставляли такой же, что и при аналогичных нагрузках без дополнительного увлажнения. При этом прогнозировалось развитие тех же инженерно-геологических процессов, т. е. пучение, неравномерная осадка, а при больших нагрузках — разрушение грунта в основании сооружений из-за полного нарушения структурных связей. Устойчивость глинистых массивов твердой консистенции ( $A_2^2, A_3^2$ ) к статическим нагрузкам при увлажнении до пластичной консистенции оценивали по аналогии с пластичными грунтами без дополнительного увлажнения, но в данном случае могут развиваться процессы набухания, а также заболачивания массива, наклон поверхности которого  $< 0,01$ , поэтому для этих массивов категория устойчивости понижена на ступень. Таким же образом подходили к оценке устойчивости глинистых грунтов к динамическим нагрузкам с наложением увлажнения.

Для песчаного массива  $B_1^9$ , сложенного рыхлыми водонасыщенными песками поймы, а также для массива  $B_2^5$ , представленного влажными песками II надпойменной террасы со средней плотностью, увлажнение до влажного состояния не изменяет состояние пород, поэтому массиву присвоена такая же категория устойчивости, как и при статических нагрузках, приложенных к этим породам без дополнительного увлажнения.

Устойчивость двухпородных двухслойных массивов к статическим нагрузкам ( $> 0,1$  МПа) определяли по наилучшей из оценок каждого слоя, полученных по аналогии с однородными массивами соответствующей влажности. При малых нагрузках ( $< 0,1$  МПа) влияние нижнего неблагоприятного слоя зависит от глубины его залегания (т. е. от мощности верхнего слоя), поэтому при необходимости суммарную оценку относительной устойчивости верхнего слоя понижали до условно устойчивой.

Устойчивость массивов пород к динамическим нагрузкам с одновременным наложением техногенного увлажнения ( $2_2^1, 2_2^2, 2_2^3$ ) определяли по аналогии с устойчивостью к динамическим нагрузкам без дополнительного увлажнения массивов того же состава ( $1_2^1, 1_2^2, 1_2^3$ ), но естественная влажность пород которых близка к той, которая достигается при дополнительном увлажнении.

Аналогичный подход сохранялся при оценке устойчивости массивов пород к статическим ( $5_1^{1-3}$ ) и динамическим ( $5_2^{1-3}$ ) нагрузкам в условиях осушения. Для преимущественно глинистых массивов, уже имеющих естественную влажность ниже нижнего предела пластичности, устойчивость к техногенным воздействиям ( $5_1^{1-3}$  и  $5_2^{1-3}$ ) будет такой же, как и к воздействию ( $1_1^{1-3}$  и  $1_2^{1-3}$ ). Для глинистых массивов с пластичной консистенцией пород ( $A_2^3, A_3^3$ ), а особенно с текучей ( $A_2^5, A_3^5$ ) осушение до твердой консистенции вызовет усадку и процессы растрескивания, которые могут привести к снижению прочности. При этом приложение статических нагрузок может сопровождаться неравномерной осадкой, поэтому в данном случае устойчивость к техногенным воздействиям ( $5_1^{1-3}$ ) будет несколько ниже, чем в случае ( $1_1^{1-3}$ ).

Массив рыхлых водонасыщенных песков ( $B_1^9$ ), неустойчивый к статическим нагрузкам в естественном состоянии, после осушения становится устойчивым при малых нагрузках и по мере их роста пере-

ходит в категорию условно устойчивого, затем неустойчивого массива из-за нарастающей неравномерной осадки. Интенсивность этого инженерно-геологического процесса возрастает с приложением динамических нагрузок, и категория устойчивости соответственно понижается.

Устойчивость глинистых массивов к воздействию водного потока оценивали на основании известных допустимых максимальных размывающих скоростей течения воды для разных групп пород [6]; для суглинков использовали установленные Т. Г. Жордания зависимости изменения размывающих скоростей от влажности [2]. При воздействии водного потока со скоростью  $< 0,55$  м/с к устойчивым массивам отнесены все глинистые массивы с влажностью больше нижнего предела пластичности ( $A_2^3, A_2^5, A_3^3, A_3^5$ ), а при влажности  $< W_p$  приняты за условно устойчивые. С увеличением скорости потока до 0,8 м/с устойчивыми остаются массивы с влажностью  $> W_p$ , но с уклоном поверхности  $< 0,1$ . Увеличение уклона поверхности (массивы  $A_3^3, A_3^5$ ) приводит к дополнительному росту скорости потока и снижению устойчивости массивов из-за более активного развития процессов эрозии. Особенно неустойчивы к воздействию водного потока с увеличением его скорости массивы ( $A_2^2, A_2^3$ ) глинистых грунтов воздушно-сухие и слабо влажные ( $W_L < W_p$ ), поскольку текущая вода быстро впитывается и вызывает резкое ослабление связей между частицами, слагающими грунт.

Преимущественно песчаные массивы ( $B_1^9$ ) сложены легко размываемыми породами, поэтому при воздействии водного потока со скоростью  $> 0,55$  м/с они будут неустойчивыми; при скоростях  $< 0,55$  м/с эти массивы оценены нами как условно устойчивые, поскольку в зависимости от дисперсности, содержания включений гравийно-галечного материала и т. п. категория устойчивости может изменяться в ту или иную сторону.

Устойчивость двухслойных двухпородных массивов к воздействию водного потока определяется с учетом сказанного выше для глин и песков по реакции верхнего слоя. Соответственно преимущественно песчаные массивы со слоем увлажненных ( $A_2^3/B_2^5$ ) и сильно увлажненных ( $A_2^5/B_2^8$ ) глин в верхней части оценены как устойчивые к воздействию водного потока со скоростью 0,8 м/с и как условно устойчивые при превышении этой скорости. Массив преимущественно песчаный, перекрытый слабо влажными глинами, устойчив к воздействию водного потока лишь со скоростью  $< 0,55$  м/с, но с увеличением скорости он становится условно устойчивым и неустойчивым. Наличие в верхней части глинистого массива песчаного слоя делает его в основном неустойчивым к воздействию водного потока.

**Графические приемы отображения необходимой информации на карте.** Приемы отображения категорий устойчивости на карте и в таблице-матрице описаны в IV разделе легенды. На макете карты устойчивость массивов пород к техногенным воздействиям показана штриховкой разных типа и наклона (в цветном варианте карты — цветом и цветной штриховкой), а также диаграммами. Точечный крап на карте и в диаграмме показывает устойчивые массивы, штриховые линии — условно устойчивые, а сплошные — неустойчивые. На карте устойчивость массивов пород к самому распространенному техногенному воздействию — статическим нагрузкам — отражена наклоном штриховки:  $< 0,1$  ( $1_1^1$ ) — косая,  $0,1—0,3$  ( $1_1^2$ ) — горизонтальная и  $> 0,3$  МПа ( $1_1^3$ ) — вертикальная.

Устойчивость массивов к другим техногенным воздействиям показана на карте разной штриховкой в секторах диаграммы, где каждый сектор соответствует определенному типу техногенных воздействий, обозначенному индексом ( $1_2$ ,  $2_1$ ,  $2_{2,1,2}$ ,  $6_1$ ) в соответствии с таблицей-матрицей. Вид штриховки в концентрических сегментах сектора отражает изменение устойчивости массива при увеличении интенсивности техногенного воздействия ( $1_2^1$ ,  $1_2^2$ ,  $1_2^3$  и т. п.) от центра к периферии диаграммы.

**Заключение.** Карта устойчивости массивов дисперсных пород в предложенной редакции позволяет наглядно представить информацию о природном состоянии массивов пород, дать перечень ожидаемых техногенных воздействий определенной интенсивности и на основании экспертной оценки и нормативных документов показать прогноз устойчивости массивов пород к этим воздействиям и тем негативным антропогенным процессам, которые могут при этом возникнуть. Увеличение масштаба исследования (1 : 50 000; 1 : 25 000) повышает разрешающие возможности карты и дает возможность, как показывает наш опыт [5], более дробно подразделять массивы глинистых и песчаных пород по гранулометрическому составу с учетом требований Строительных норм и правил, а также точнее определять плотность сложения песков по коэффициенту пористости. В результате появляется более аргументированная оценка устойчивости массивов к техногенным воздействиям, а в ряде случаев уточняется устойчивость тех массивов, которые ранее оценивались как условно устойчивые, что помогает перевести их в категорию устойчивых или неустойчивых.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вознесенский Е. А., Калачев В. Я., Трофимов В. Т. и др. Квазитропные изменения в глинистых грунтах. Учебн. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1990.
2. Сергеев Е. М., Голодковская Г. А., Зянгиров Р. С. и др. Грунтоведение. М.: Изд-во МГУ, 1983.
3. Строительные нормы и правила. Основания зданий и сооружений. СНиП. 2.02.01—83. Госкомитет СССР по делам строительства. М., 1985.
4. Трофимов В. Т., Герасимова А. С., Красилова Н. С. Устойчивость геологической среды и факторы ее определяющие (обзор существующих взглядов и предлагаемое решение вопроса)//Инженерная геология. 1994. № 3.
5. Трофимов В. Т., Герасимова А. С., Красилова Н. С. и др. Содержание и методика составления карт устойчивости массивов дисперсных грунтов к техногенным воздействиям//Геозкология. 1994. № 6. С. 91—106.
6. Эрозийные процессы/Под ред. Н. Ч. Маккавеева, Р. С. Чалова. М.: Мысль, 1984.

Поступила в редакцию  
10.11.93

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 4, ГЕОЛОГИЯ. 1996. № 1

УДК 551.345

**А. Б. Чижов**

#### **ЭКЗОГЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА КРИОЛИТОЗОНЫ: НАПРАВЛЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ<sup>1</sup>**

Экзогенные геологические процессы относятся к главным факторам, порождающим проблемы инженерно-геологического и экологического плана. В наибольшей степени это относится к территориям с высокой степенью неустойчивости геологической среды, что характерно

<sup>1</sup> Работа выполнена в соответствии с программой «Университеты России».

для криолитозоны. В то же время экономическая целесообразность диктует необходимость освоения этих районов, богатых дефицитными минерально-сырьевыми, энергетическими и лесными ресурсами, в результате чего техногенное воздействие на природу российского Севера приобретает региональный характер, распространяясь на территории с крайне сложными геокриологическими условиями [3]. С увеличением экологического и инженерного риска необходимо ускорять фундаментальные исследования закономерностей развития геологических процессов в условиях криолитозоны. Рассмотрим некоторые актуальные направления этих исследований.

### Геологическая среда как криосистема

В результате криогенеза в геологической среде возникает лед, а вместе с ним — специфические криогенные связи, что влечет изменение структуры природных систем и характера их динамики — образуются криосистемы (криогенные системы) [7]. Выделение этого типа систем при экологических и инженерно-геологических исследованиях определяется ролью криогенеза в формировании окружающей человека природной среды и ее свойств, высокой способностью льда к взаимодействию с другими компонентами природы и объектами техносферы, динамичностью ледяных образований, их термодинамической неустойчивостью и чувствительностью к техногенным воздействиям.

Криосистемы литосферы — открытые системы, обменивающиеся энергией и веществом с внешней средой. Ведущую роль здесь играют процессы тепло- и влагопереноса, которые лежат в основе связей с элементами ландшафтов и инженерными сооружениями. В качестве главной внутренней системообразующей связи выступает взаимодействие между твердой и жидкой фазами воды, между многолетнемерзлыми породами (ММП) и подземными водами. Это взаимодействие включает тепловую, физико-химическую и механическую составляющие.

В исследуемые криосистемы кроме элементов геологической среды (многолетне- и сезонномерзлых пород, подземных льдов, подземных вод, газов и их гидратов, таликов) можно включить объекты иной природы, что обусловлено наличием тесных взаимодействий между ними и задачами исследования. Так, термокарст изучают в рамках криосистем, включающей термокарстовые озера. Мощный моховой покров нередко слагает большую часть слоя сезонного протаивания ММП, оказывая существенное влияние на их температурный режим. Тесная взаимосвязь криосистем литосферы с поверхностными водами, растительностью, снежным покровом, рельефом отражена в учении о криогенных ландшафтах. Поэтому расширение объекта исследования при изучении динамики геологической среды криолитозоны, особенно ее экологических аспектов, вполне оправданно.

Кроме того, следует учитывать, что криосистемы литосферы являются частью более крупных и сложных криосистем, образованных поверхностными льдами суши, гидро- и атмосферы. На протяжении последнего миллиона лет эти криосистемы мощно влияют на развитие природных процессов, а их высокая чувствительность к техногенным воздействиям делает изучение криосистем особенно актуальным.

### Саморазвитие и саморегуляция в динамике криосистем литосферы

Наличие ММП и обусловленных ими внешних и внутренних криогенных связей определяет специфику динамики геологической среды криолитозоны, ее реакции на техногенные воздействия. Для динамики

криосистем литосферы наиболее характерны следующие черты: наличие сложных колебательных движений границы раздела фаз (многолетнемерзлых и талых пород), температурных полей и связанных с ними процессов тепло- и влагопереноса; инерционность, обусловленная большой энергоемкостью фазовых переходов вода—лед; влияние механизмов саморазвития и саморегуляции (самодвижения). Эти особенности непосредственно отражаются в развитии геологических процессов и обусловленных ими явлений.

Принципиальное значение для понимания динамики криосистем имеет теория развития ММП, разработанная В. А. Кудрявцевым [5]. В этой теории динамика ММП рассматривается как реакция на периодические колебания температуры поверхности. Однако более детальное изучение динамики геологической среды криолитозоны показывает, что она выходит за рамки простых систем типа «воздействие-отклик». К настоящему времени накоплено много данных, свидетельствующих о существенной роли процессов саморазвития и саморегуляции в динамике криосистем, что особенно ярко проявляется в формировании криогенных явлений в приповерхностных горизонтах.

Если саморазвитие предполагает увеличение динамичности системы, то саморегуляция характеризует ее способность противостоять внешним воздействиям, восстанавливать свои свойства и структуру, способствовать затуханию деструктивных процессов.

Простейшие формы саморегуляции криосистем литосферы обусловлены тепловой инерционностью ММП, играющей важную роль в обеспечении их устойчивости. Более сложные механизмы саморазвития и саморегуляции основаны на действии внутренних и внешних обратных связей (взаимодействий). Эти связи могут быть положительными, когда их действие направлено на увеличение изменений в системе, и отрицательными — в противоположном случае. Для саморазвивающихся криосистем характерно преобладание положительных связей, для саморегулирующихся — отрицательных.

Роль саморазвития и саморегулирования в формировании ряда криогенных явлений мы рассматривали ранее [6]. Здесь подчеркнем, что их динамика во многом определяется влиянием, которое оказывают эти явления на характеристики внешней по отношению к ним природной среды. Так, многолетняя динамика наледей прямо зависит от их влияния на морфологию речной долины, русловые процессы. Кроме того, развитие криогенных явлений влияет на динамику ММП и криосистем литосферы в целом через изменение условий теплообмена на поверхности пород, тепло- и воднофизических свойств их верхних горизонтов. По отношению к таким явлениям, как озерный термокарст, курумы, это влияние приобретает региональный характер, а динамика криолитозоны этих регионов оказывается значительно сложнее, чем простая реакция на изменение климата.

На динамику криосистем сильно влияет взаимодействие процессов криогенных и геологических некриогенной природы. Саморазвитие, характерное для динамики болот, в условиях криолитозоны тесно связано с формированием ММП, пучением, морозобойным растрескиванием и другими криогенными процессами. Рост покрова сфагнумовых мхов и торфа приводит к понижению среднегодовой температуры пород на 3—3,5° С и сокращению глубины сезонного протаивания до 0,4—0,6 м. Благодаря этому в южных районах криолитозоны существуют ММП при положительных среднегодовых температурах на поверхности почвы. Таким образом, заболачивание становится фактором, повышающим устойчивость ММП к потеплению климата. Так, в бассейне

р. Олекма вблизи 56° с. ш. мы наблюдали ледогрунтовые толщи позднелейстоценового возраста с мощными повторно-жильными сингенетическими льдами, сохранившиеся от протаивания в эпоху голоценового потепления из-за образования мохово-торфяного слоя.

Начавшиеся в раннем голоцене процессы заболачивания интенсивно развиваются в настоящее время. По некоторым оценкам площадь торфяников Западной Сибири ежегодно увеличивается на 45 тыс. га [4]. Прирост сфагновых мхов достигает 3—4 см/год, торфа — от 0,2—0,4 см в лесотундре и северной тайге до 0,6—0,7 см в средней и южной тайге, что вызывает понижение среднегодовой температуры пород на 0,5—0,7°. Указанное явление сопровождается включением новых механизмов и связей, обусловленных криогенезом. Так, образование ММП и горизонта надмерзлотных вод с последующим сокращением сезонноталого слоя до 0,3—0,4 м ведет к переувлажнению поверхности и усилению заболачивания на основе действия сильной положительной обратной связи. Отмирание древесной растительности и кустарников в ходе заболачивания и аградации ММП обычно приводит к уменьшению мощности снежного покрова и его утепляющего влияния. Одновременно действуют более тонкие механизмы обратных связей, основанные на зависимости утепляющего влияния снега от состава и теплофизических свойств подстилающего слоя.

Другой пример взаимовлияния геологических процессов автор наблюдал в низовьях р. Лена (район пос. Кюсюр), где формирование необычайно высокого берегового вала практически исключило термоэрозионное разрушение уступа первой надпойменной террасы. Обычно разрушение уступов низких террас р. Лена, сложенных льдистыми песчано-глинистыми отложениями, протекает со скоростью 6—8 м/год. При ширине около 500 м первая терраса, на которой расположен пос. Кюсюр, могла быть разрушена термоэрозией менее чем за 100 лет, однако валунно-галечный береговой вал высотой до 25 м, что на 3—4 м выше поверхности террасы, бронировал ее уступ, исключив термоэрозионное разрушение мощным русловым потоком Лены. В то же время на незащищенной поверхности террасы в результате техногенных воздействий образовались термоэрозионный овраг глубиной 5—6 м, многочисленные термокарстовые просадки и провалы.

Данные, которыми мы располагаем, показывают, что процессы саморазвития и саморегуляции в криогенной геодинамике обусловлены:

- взаимодействием геологической среды с внешними факторами;
- взаимодействиями между элементами геологической среды (например, многолетнемерзлыми породами и подземными водами);
- изменениями теплофизических и массообменных характеристик во времени под влиянием геологических и особенно криогенных процессов, что способно замедлять или ускорять их течение;
- взаимодействием различных экзогенных геологических процессов.

Изучение формирования и механизмов саморазвития и саморегуляции открывает новые возможности в познании закономерностей динамики криолитозоны и в управлении опасными процессами.

#### Современное льдообразование в верхних горизонтах криолитозоны

Данные тритиевого анализа приводят нас к выводу о том, что льдистость верхнего слоя ММП (3—5 м ниже слоя сезонного оттаивания) изменяется во времени [8]. Причина этого явления заключена в процессах влагопереноса между ММП и слоем сезонного оттаивания.

В результате за время существования ММП в их верхних горизонтах происходит несколько циклов льдообмена с периодом 100—150 лет и более. Интенсивность поступления влаги в ММП достигает порядка 5—10 кг/м<sup>2</sup> в год. Эти предварительные оценки следуют из данных тритиевого анализа подземного льда курумов, площадей и отдельных бугров морозного пучения. По концентрациям трития представляется возможным судить о современной активности процессов, ведущих к формированию указанных криогенных явлений, а также повторно-жильных льдов.

Механизм переноса влаги, образования и таяния ледяных включений в верхних горизонтах криолитозоны изучен еще недостаточно. Основными действующими факторами здесь являются величина и направление температурных градиентов в слое годовых колебаний температур, продолжительность периодов сезонного промерзания—протаивания, теплопроводящие характеристики и состав мерзлых пород, влажностный режим слоя сезонного оттаивания. Более полно процессы миграции влаги и льдообразования изучены на образцах мерзлых грунтов в лабораторных условиях [2], однако в лаборатории нельзя адекватно воспроизвести процессы, протекающие в ММП в природных условиях, поэтому необходимо искать новые методы исследования, одним из которых служит тритиевый анализ.

Вероятно, сегрегационное льдообразование контролируется многолетней динамикой геотермического поля, связанной с изменениями климата и ландшафта. Важную роль в этом процессе играет саморегуляция, обусловленная уменьшением значений коэффициента диффузии и количества незамерзшей влаги в ММП по мере льдонакопления и роста ледяных шпиров. В результате действия внешних и внутренних факторов периоды интенсивного льдообразования сменяются периодами стабилизации (динамического равновесия) и разрушения ледяных включений.

Следует отметить, что данные тритиевого анализа и лабораторных исследований находятся в некотором противоречии с широко распространенным представлением о неизменности сегрегационных криотекстур и обусловленной ими льдистости ММП [1]. Поэтому необходимо продолжать исследования в этом направлении, тем более что рассматриваемое явление имеет важное значение не только для геокриологии, но и ландшафтоведения, гидрологии и геохимии криолитозоны. В качестве первоочередных задач можно назвать уточнение комплекса условий, от которых зависит интенсивность проявления процесса влагопереноса в системе ММП-слой сезонного оттаивания, а также закономерностей действия механизмов формирования и разрушения ледяных включений. Все большую актуальность приобретает изучение подземных льдов и ММП техногенного происхождения (в горных выработках, хвостохранилищах, отвалах, насыпных и намывных грунтах), объемы которых быстро растут [8].

#### Типизация геологической среды криолитозоны как динамической системы

Объект типизации — приповерхностная часть криолитозоны, включающая геологические (точнее, криогеологические) тела и физические поля, динамика которых обуславливает развитие экзогенных геологических явлений. Эту активную зону как криосистему отличает большая подвижность структур и параметров, она первой реагирует на внешние воздействия и через нее осуществляется обратная связь с ними.

Типизация геологической среды территорий проводится на основе анализа сходства и различия: а) генезиса криогеологических тел и рельефа; б) структуры активной зоны, определяемой набором криогеологических тел и взаимодействиями между ними; в) функциональных связей с внешней средой; г) инженерно-геокриологических характеристик (температурных, влажностных, теплофизических и др.); д) морфологии проявлений экзогенных геологических процессов, их активности и стадии развития, генетических и парагенетических связей между ними.

При проведении типизации можно использовать четыре основные таксономические единицы:

1. Криолитодинамический элемент (КЛДЭ) — локальная криосистема с единым типом динамики, продуцирующая явления определенных форм и генезиса.

2. Криолитодинамическая фация (КЛДФ) — совокупность КЛДЭ, объединенных общностью генезиса и причинно-следственными связями геологических явлений.

3. Криолитодинамический комплекс (КЛДК) — ассоциация КЛДФ на основе парагенетических связей явлений, обусловленных общностью ландшафтных и геокриологических условий их формирования.

4. Криолитодинамическая формация — исторически сложившаяся в определенных физико-географических и геолого-структурных условиях общность КЛДК, динамика которой контролируется климатом, новейшей тектоникой и внутренними взаимодействиями.

Каждый из перечисленных таксонов представляет криосистему со своими размерами и сложностью, характеризующуюся определенным типом движения. Безусловно, приведенные выше определения и выбор таксонов носят сугубо предварительный характер. Однако уже сейчас наш опыт показывает эффективность такого подхода для решения инженерно-геологических и геоэкологических задач на начальных стадиях проектирования в труднодоступных и малоизученных районах криолитозоны, при анализе пространственно-временной изменчивости геокриологических условий. В развитии этого направления первостепенное значение имеют работы по геокриологическому и инженерно-геокриологическому районированию, выполненные В. А. Кудрявцевым, И. Я. Барановым, П. Ф. Швецовым, В. Т. Трофимовым и другими исследователями.

Типизация геологической среды тесно связана с оценкой ее устойчивости. Эта проблема в последнее время широко обсуждается в научной литературе и по своей сложности заслуживает специального рассмотрения, поэтому ограничимся некоторыми замечаниями.

Под устойчивостью системы мы понимаем ее способность сохранять структуру и параметры (в определенном диапазоне значений), присущий ей характер движения. Применительно к криосистемам литосферы на передний план выходит оценка тепловой устойчивости многолетнемерзлых и талых пород под влиянием естественных или техногенных воздействий. С геодинамических позиций показателем устойчивости является реакция криосистем на воздействия, выраженная в развитии геологических и прежде всего криогенных процессов. При детальном исследовании, когда имеется достаточно полная информация не только о инженерно-геокриологических условиях, но и характере техногенных воздействий, оценка устойчивости непосредственно вытекает из прогноза развития криогенных процессов.

При региональных исследованиях наметились два пути оценки устойчивости геологической среды криолитозоны: а) на основе прогноза реакций различных ее типов на один или несколько видов воздействия, заданных через изменения во внешней среде (например, снятие растительного покрова или повышение температуры поверхности на некоторую величину); б) при помощи количественных критериев, учитывающих свойства геологической среды и ее связи с внешней средой. В последнем случае более перспективно представляется использовать комплексные критерии, учитывающие как тепловые характеристики, так и вещественный состав пород (прежде всего льдистость и влажность).

Рассмотренные направления исследований, в той или иной мере определившиеся за последние 10—15 лет, тесно взаимосвязаны и ориентированы на поиск и изучение новых закономерностей развития геологических процессов и динамики криолитозоны. В свою очередь они опираются на ставшие уже традиционными подходы к их изучению с применением комплекса полевых и лабораторных методов, режимных наблюдений, моделирования и картографирования. Последние также нуждаются в развитии, прежде всего необходимо получить достаточно длительные (свыше 10 лет) ряды наблюдений за динамикой процессов с использованием в этих целях разновременных аэро- и космоснимков и внедрением новых высокоинформативных методов исследования.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Втюрин Б. И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975.
2. Ершов Э. Д. Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. М., Изд-во МГУ, 1979.
3. Ершов Э. Д., Чижов А. Б., Гаврилов А. В. и др. Геоэкологические условия криолитозоны//Геоэкология. 1993. № 2. С. 3—18.
4. Инженерная геология СССР/Под ред. Е. М. Сергеева. Т. 2. М., Изд-во МГУ, 1976.
5. Общее мерзлотоведение/Под ред. В. А. Кудрявцева. М., Изд-во МГУ, 1978.
6. Оспенников Е. Н., Труш Н. И., Чижов А. Б. и др. Экзогенные геологические процессы и явления (Южная Якутия). М., Изд-во МГУ, 1980.
7. Чижов А. Б. Некоторые аспекты геологической роли криогенеза//Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология. 1979. № 1. С. 53—63.
8. Чижов А. Б. Изучение современного льдообразования в горных породах с применением тритиевого анализа//Верхний горизонт толщи мерзлых пород. М.: Наука, 1991. С. 20—31.

Поступила в редакцию  
3.02.94

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 4, ГЕОЛОГИЯ. 1996. № 1

УДК 556.31.01

С. А. Брусиловский, Е. Л. Виноградова, С. А. Смирнова

#### РАСЧЕТНЫЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Плотность подземных вод используется для решения различных задач гидрогеодинамики, нефтепромысловой геологии, геотехнологии, гидрогеохимии. Знание плотности необходимо для вычисления приведенных напоров, уровней и давлений, при оценке положения водо-нефтяных и водогазовых контактов залежей, для перехода от объемных к массовым формам выражения концентраций природных вод.

Фактор плотности лежит в основе ряда гипотез формирования состава подземных вод и вертикальной гидрохимической зональности (гравитационная гипотеза К. В. Филатова [33], работы И. К. Илларионова [10], Е. Е. Керкиса [13], гипотезы струйчатого гравитационного перетекания Н. К. Гирина [9], М. Г. Валяшко, А. И. Поливановой, И. К. Жеребцовой [3, 4, 25]).

Методы определения плотности природных вод — ориентировочный ареометрический и точный пикнометрический — достаточно просты [27]. Начиная с работ Д. И. Менделеева и до настоящего времени накоплен большой фактический материал по плотности водных растворов отдельных электролитов [30, 32] и солевых систем [31]. Тем не менее в публикациях, посвященных подземным водам, далеко не всегда приводятся данные по плотности, причем в ряде случаев и для высококонцентрированных рассолов (см. работы В. Б. Колпакова и др., Е. В. Ильина, Е. В. Пиннекера [11, 17, 24] и др.). Добавочные трудности при интерпретации данных по плотности возникают в связи с тем, что почти никогда не указывается, для каких условий — пластовых или на поверхности — она определена, при какой температуре проводилось определение. Поэтому часто невозможно использовать методы расчета плотности для пластовых условий с учетом температуры, давлений и газонасыщения [5—7, 16, 18, 19, 22, 23, 28, 34].

Для восполнения пробелов в опубликованных данных и контроля за надежностью полевых определений интересно рассмотреть возможность расчета плотности по данным химического состава подземных вод. В принципе любое физико-химическое свойство любого химического соединения можно рассчитать квантово-механическим путем, но в настоящее время удалось решить соответствующие уравнения Шредингера и рассчитать свойства только двух соединений — атома водорода и молекулярного иона  $H_2^+$ . Расчеты на основе приближенных методов квантовой механики также пока далеки от практического использования [35]. Особенно большие трудности возникают при попытках расчета свойств водных растворов. Теория сильных электролитов построена на ряде упрощений и допущений и применима лишь к растворам с очень низкой концентрацией (0,01—0,05 н). Соотношения между составом и свойствами жидких растворов оказываются в общем случае очень сложными [14]. Л. Полинг прямо утверждает, что пока не существует способов, позволяющих расчетным путем находить плотность растворов [26]. Вместе с тем широкое практическое применение находят другие методы, возникающие в результате обобщения эмпирически обнаруженных закономерностей физико-химических свойств соединений [15].

Представляется перспективным для расчета свойств растворов использовать идею метода групповых моделей, общей чертой которых является представление молекул в виде совокупностей некоторых химических групп, которые, как предполагается, дают аддитивные вклады в свойства системы [29]. Принцип аддитивности предполагает, что каждому ингредиенту соответствует свой вклад (инкремент) в значение данного свойства [12]. Известно, что для систем, образующихся из компонентов без изменения объема (механические смеси или идеальные растворы), аддитивны удельный объем, если концентрации выражены в массовых долях, и плотность, если концентрация выражена в массовых долях [1]. В этом случае плотность можно вычислить по правилу смешения:

$$\rho = (\rho_1 \cdot \rho_2) / (x_1 \rho_1 + x_2 \rho_2), \quad (1)$$

где  $x_1$  и  $x_2$  — массовые доли 1-го и 2-го компонентов, а  $\rho_1$  и  $\rho_2$  — их плотности соответственно.

Расчеты плотности бинарных смесей, если один из компонентов — вода, приведены в табл. 1.

Очевидно, что чем больше гидратация ионов и молекул, тем больше отклонения от аддитивности, и для подземных рассолов, для которых наиболее характерно преобладание ионов  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ , невозможно рассчитать плотность исходя из плотности твердых солей. Однако для

этого можно использовать табулированные значения плотности растворов этих электролитов, полагая в первом приближении, что гидратация в них уже достигла максимального значения и существенно не изменится при смешении. Известно [31], что при смешении растворов сильных электролитов одинаковой концентрации, не сопровождающемся выделением новой фазы, плотность меняется практически так же, как и при смешении идеальных жидкостей (отклонения не превышают 0,1—0,2%). Таким образом, в природных водах сложного полиэлектролитного состава значение плотности является аддитивной функцией плотности водных растворов каждого из электролитов в силу аддитивности их удельных объемов, если концентрации выражены в массовых единицах [12, 31], например в массовых процентах:

$$\rho = \sum C_i / (C_1/\rho_1 + C_2/\rho_2 + \dots + C_i/\rho_i), \quad (2)$$

$$\rho = \rho_1 C_1 + \rho_2 C_2 + \dots + \rho_i C_i. \quad (3)$$

Можно показать, что даже при максимально возможных для природных рассолов концентрациях разница между средним гармоническим (2) и среднеарифметическим (3) средневзвешенных значений плотности не превышает 0,1%, что ниже обычной ошибки ареометрического определения и вполне удовлетворяет требованиям к точности гидрохимических и гидродинамических расчетов.

Для нахождения плотности и других аддитивных характеристик полиэлектролитных растворов (ионной силы, среднего коэффициента активности отдельных ионов [2]) необходимо представить данные химического состава в виде суммы растворенных электролитов. Распространенные методы пересчета на так называемые «гипотетические соли», которые основаны либо на принципе Фрезениуса (связывание в порядке реактивной силы кислот и оснований), либо на принципе Р. Бунзена (связывание в порядке кристаллизации солей из раствора при его рассмотрении) не выдерживают критики. Оба принципа выдвинуты более 100 лет назад в период, предшествующий возникновению теории электролитической диссоциации.

Реально в водных растворах нет никаких солей, за исключением, быть может, растворов, близких к насыщению и только по отношению к насыщающему их компоненту. Все растворенные вещества находятся в виде простых и комплексных гидратированных ионов, а также ион-

Таблица 1

Расчетные ( $\rho_p$ ) и фактические ( $\rho_\phi$ ) плотности (г/л) бинарных водных растворов

Растворенное вещество	Концентрация, мас. %	$\rho_p$	$\rho_\phi$	$\Delta^*$ , %
Сахароза	40	1172,4	1176,0	—0,5
Глицерин	40	1089,0	1099,5	—1
KCl	24	1133,7	1162,3	—2,5
NaCl	26	1134,4	1197,2	—3,75
CaCl <sub>2</sub>	40	1314,0	1393,0	—5,6
MgSO <sub>4</sub>	26	1191,8	1296,1	—7,0

$$* \Delta = 100 (\rho_p - \rho_\phi) / \rho_\phi.$$

ных пар; в некоторых частных случаях комплексы могут быть нейтральными и по форме соответствовать молекулам солей (например,  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{MgSO}_4$ ). Расчеты ионных равновесий основаны на использовании констант устойчивости комплексов. Если же комплексообразование не учитывается (а это вполне допустимо, по крайней мере для хлоридных низкотемпературных растворов [2], преобладающих в высокоминерализованных водах), то тем самым в виде расчетной модели принимается полная диссоциация всех электролитов на ионы. В таком случае нельзя отдать предпочтение ни одному из возможных сочетаний катионов и анионов, и доля в % экв. ( $E_{i,j}$ ) каждого из электролитов  $\text{K}_{(i)n}\text{A}_{(j)\omega}$ , слагающих минерализацию воды, будет пропорциональна концентрации входящих в него катионов (K) и анионов (A) в эквивалентной форме:

$$E_{i,j} = (E_{100(i)} \cdot E_{100(j)}) / 100 = (E_{50(i)} \cdot E_{50(j)}) / 25, \quad (4)$$

где  $E_{100}$  и  $E_{50}$  — концентрация в % экв., если суммы катионов и анионов отдельно принимаются за 100% и 50% соответственно.

Массовая доля ( $C_{i,j}$ ) электролита  $\text{K}_{(i)n}\text{A}_{(j)\omega}$  с молекулярной массой  $m_b$  от общей минерализации (выраженной в г/л) раствора, состоящего из  $P$  различных катионов и  $S$  различных анионов, выражается формулой

$$C_{i,j} = (Em_b/\omega n)_{i,j} / \sum_{x=1}^P \sum_{y=1}^S (Em_b/\omega n)_{x,y}, \quad (5)$$

где  $(m_b/\omega n)_{i,j}$  — эквивалентная масса каждого электролита.

Выражения для плотности полиэлектролитного раствора (2) и (3) можно дать в этих обозначениях:

$$1/\rho = \sum_{x=1}^P \sum_{y=1}^S (C/\rho)_{x,y}, \quad (6)$$

$$\rho = \sum_{x=1}^P \sum_{y=1}^S \rho C_{x,y}. \quad (7)$$

Формулы (4) — (7) позволяют вычислять плотность природных вод по формуле Курлова, если известны плотности растворов электролитов, входящих в их состав, поскольку, как известно, концентрации ионов в ней даны в % экв., а суммарная минерализация в г/л ( $M$  или  $\Sigma_m$ ) соответствует величине

$$\sum_{x=1}^P \sum_{y=1}^S (Em_b/\omega n)_{x,y},$$

входящей в формулу (5), если пренебречь недиссоциированными соединениями типа  $\text{H}_2\text{SiO}_3$ , обычно составляющими в рассолах лишь ничтожную часть минерализации.

Плотности растворов индивидуальных электролитов приведены в справочниках [20, 32]. Для природных рассолов при расчете плотности, как правило, можно ограничиться рассмотрением наиболее растворимых электролитов макрокомпонентов, вносящих основной вклад в минерализацию.

Зависимость плотности (при 20° С) от концентрации (в г/л) важнейших электролитов макрокомпонентов выражается эмпирическими уравнениями типа

$$\rho_{20} = 0,9982 + aV + bV^2, \quad (8)$$

где 0,9982 — плотность воды при 20° С.

Значения плотности при других температурах ( $t$ ) можно рассчитать с использованием температурного коэффициента плотности  $A$ :

$$\rho_t = \rho_{20} + 10^{-3} A (t_{20} - t), \quad (9)$$

где  $A$  — можно оценить по эмпирическим уравнениям типа

$$A = 0,22 + aV + (0,01 (t - t_{20}) / \lg V). \quad (10)$$

Последний член уравнения (10) найден для растворов KCl [32]. Значения коэффициентов уравнений (8) и (10), найденные на основании табулированных данных из [32], приведены в табл. 2. При этом темпе-

Таблица 2

Коэффициенты уравнений (8) и (10) для важнейших электролитов макрокомпонентов состава природных вод

Коэффициент	NaCl	KCl	CaCl <sub>2</sub>	MgCl <sub>2</sub>	MgSO <sub>4</sub>	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	NaHCO <sub>3</sub>
$a, n \cdot 10^3$	0,69	0,62	0,80	0,80	0,98	0,89	0,99	0,73
$-b, n \cdot 10^{-7}$	1,62	1,13	1,57	1,89	2,84	3,30	4,10	3,3
$\alpha, n \cdot 10^3$	1,06	0,83	0,69	0,50	0,46	1,20	1,20	1,8

ратурные коэффициенты плотности  $A$  для MgCl<sub>2</sub> взяты по аналогии с другими галогенидами Ca и Mg из соотношений, характерных для бромидов, а для NaHCO<sub>3</sub> и Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> приняты равными  $A(\text{Na}_2\text{CO}_3)$ .

Ошибка при расчетах плотности по уравнению (8) не превышает 0,05% во всем диапазоне концентраций, а вблизи значений, соответствующих растворимости, меньше 0,01%.

Если концентрация задана в г/кг ( $B$ ), расчет плотности можно провести, решая совместно уравнение (8) и выражение для  $V$  через  $B$ :

$$V = \rho B, \quad (11)$$

$$\rho = \frac{1 - aB - [(aB - 1)^2 - 4 \cdot 0,9982 \cdot bB^2]^{1/2}}{2bB^2}. \quad (12)$$

Экспериментально расчетный метод определения плотности проверяли на искусственных рассолах, приготовленных из натриевых, калиевых, магниевых и кальциевых хлоридных, сульфатных и карбонатных солей с суммарной минерализацией, соответствующей природным крепким рассолам. Сопоставление пикнометрически определенного и расчетного значений плотности показало — ошибка не превышает 0,1—0,2%, что не выходит за рамки ошибок при определении плотности растворов отдельных электролитов, приготовленных из солей (с учетом обычной точности аналитических определений компонентов).

Вместе с тем при сопоставлении расчетных значений плотности и опубликованных данных по плотности природных рассолов (сравнивались рассолы Иркутского нефтегазоносного бассейна [8]) выявлено, что расхождения этих величин гораздо больше и доходят до 16%. Анализ возможного влияния различных факторов, не учтенных при

расчете плотности, показал, что поправки на температуру, давление и газонасыщение могут дать погрешности, на порядок меньшие. По-видимому, единственное объяснение такого расхождения заключается только в грубых ошибках, допускаемых в полевых условиях, причины возникновения этих ошибок требуют специального анализа. Отсюда очевидна необходимость обязательно проверять опубликованные данные по плотности расчетным методом, что позволит избежать неверных значений приведенных напоров и других величин, при расчете которых используется плотность.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аносов В. Я., Озерова М. И., Фиалков Ю. А. Основы физико-химического анализа. М.: Наука, 1976.
2. Брусиловский С. А., Канакина М. А. Расчет ионного состава ультраракислых вод//Вопросы формирования химического состава подземных вод. М., Изд-во МГУ. 1963. С. 140—153.
3. Валяшко М. Г. Рассолы озера Индер и пути их промышленного использования//Тр. III Всесоюз. совещания по минеральным солям. М., Изд-во АН СССР. 1947. С. 221—240.
4. Валяшко М. Г., Поливанова А. И., Жеребцова И. К. Экспериментальные исследования перемещения растворов разного удельного веса в пористых средах в связи с вертикальной гидрохимической зональностью//Геохимия. 1963. № 3. С. 312—328.
5. Гаттенбергер Ю. П. Влияние растворенного газа на плотность подземных вод//Газовая промышленность. 1966, № 2. С. 17—19.
6. Гаттенбергер Ю. П. Гидрогеология и гидродинамика подземных вод. М.: Недра, 1971.
7. Гаттенбергер Ю. П. Оценка плотности подземных вод в пластовых условиях//Нефтегазовая геология и геофизика. 1970. № 6. С. 15—18.
8. Гидрогеология Иркутского нефтегазоносного бассейна. Иркутск, Восточно-Сибирское книжное изд-во, 1971.
9. Гирицкий Н. К. К вопросу образования рассолов и их воздействия на воды морского генезиса//Тр. ЛГГП АН СССР. 1958. Т. 16. С. 151—154.
10. Илларионов И. К. Формирование плотности подземных вод в зависимости от их изотопного состава и концентрации солей в растворах//Тр. ЛГГП АН СССР. 1958. Т. 16. С. 48—60.
11. Ильина Е. В., Любомиров В. Н., Тычино Н. Я. Подземные воды и газы Сибирской платформы//Тр. ВНИИ. Л.-М.: Гостоптехиздат, 1962. Вып. 19.
12. Карапетьянц М. Х. Методы сравнительного расчета физико-химических свойств. М.: Наука, 1965.
13. Керкис Е. Е. О влиянии удельного веса подземных вод на условия водообмена и формирования их химического состава//Тр. ЛГГП АН СССР. 1958. Т. 16. С. 147—150.
14. Киреев В. А. Краткий курс физической химии. М.: Химия, 1978.
15. Киреев В. А. Методы практических расчетов в термодинамике химических реакций. М.: Химия, 1970.
16. Киссин И. Г. О методике изучения напоров в глубоких водоносных горизонтах//Новости нефть и газовой техники. Сер. Геология. 1961. № 4. С. 24—26.
17. Колпаков В. Б. и др. Гидрогеология Арало-Каспийского региона//Тр. Каз.НТИРНИ. Гурьев, 1977. Вып. 14.
18. Кругликов Н. М. О влиянии температуры подземных вод на точность расчета пластового давления и приведенного уровня//Геология и геохимия. 1960. № 3. С. 2—9.
19. Лонг Д., Чнериджи Д. Л. Сжимаемость и удельный вес подземных вод в пластовых условиях//V Междунар. нефтяной конгресс. Бурение скважин и добыча нефти и газа. 1961. С. 196—198.
20. Лурье Ю. Ю. Справочник по аналитической химии. Изд. 6-е. М.: Химия, 1989.
21. Менделеев Д. И. Исследование водных растворов по удельному весу/Избр. соч. Т. 3. М.: Геохимтехиздат, 1934.
22. Мирошников М. В. К методике расчета абсолютных отметок статических уровней термальных вод высокой минерализации//Изв. вузов. Нефть и газ. 1961. № 8. С. 15—19.

23. Намиот А. Ю., Бондарева М. М. Растворимость газов в воде под давлением. М.: Гостоптехиздат, 1963.
24. Пиннекер Е. В. Проблема региональной гидрогеологии. М.: Наука, 1977.
25. Поливанова А. И. Некоторые особенности движения и формирования состава подземных вод//Тр. ВНИИГАЗ. 1967. Вып. 27.
26. Полинг Л. Общая химия. М.: Мир, 1964.
27. Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю. Методы анализа природных вод. М.: Недра, 1970.
28. Сергиевич В. И., Жузе Т. П. Вязкость и плотность типичных вод нефтяных месторождений в пластовых условиях//Нефтяное хозяйство. 1958. № 12. С. 57—61.
29. Смирнова Н. А. Групповые модели растворов//Химия и термодинамика растворов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. Вып. 5.
30. Справочник по растворимости. Т. 1. Кн. 1. М.-Л.: Химия, 1964.
31. Филатов К. В. Гравитационная гипотеза формирования химического состава подземных вод платформенных депрессий. М.: Изд-во АН СССР, 1966.
32. Якудени В. П. Гидрогеология юго-востока Прикаспийской впадины в связи с нефтегазонасностью//Тр. ВНИГРИ. Л., 1961. Вып. 167.
33. Яровой С. С. Методы расчета физико-химических свойств углеводородов. М.: Химия, 1978.

Поступила в редакцию  
8.02.94

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 549.652(235.211)

Ф. З. Рафикова

**СОДЕРЖАНИЕ УГЛЕКИСЛОТЫ В ГАЗОВОЙ ФАЗЕ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ КАК ИНДИКАТОР ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ СКАПОЛИТА (ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР)**

Кукуртский камнесамоцветный узел относится к Музкол-Рангульскому антиклинорию восточной части Центрального Памира. В пределах этой территории выделяются образования зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. В метаморфических породах проявлены процессы щелочного метасоматоза. По мере возрастания степени метаморфизма пород усиливается и интенсивность наложенных метасоматических процессов: скаполитизации, калишпатизации, альбитизации и пр.

О единстве процессов метаморфизма и метасоматоза в породах Кукуртского камнесамоцветного узла свидетельствуют: параллельное увеличение степени метаморфизма и метасоматоза и постепенный переход от чисто метаморфических к преимущественно метасоматическим породам, а также одинаковые значения абсолютного возраста, полученные для метаморфических и метасоматических пород [3].

Скаполит Кукуртского камнесамоцветного узла из разных типов пород различен по физическим и химическим свойствам, что отражает его генезис. Образование скаполита растянуто во времени. Выделены четыре последовательные генерации скаполита.

Скаполит I (фация зеленых сланцев) находится в парагенезисе с калиевым полевым шпатом I в сланцах с низкой степенью метаморфизма. Это скаполит мариялит-дипирового состава, имеет низкий показатель преломления и низкое двупреломление, образует пятнистые порфиробластические выделения неправильной и округлой формы и включает в себя все минералы основной массы породы. Содержание скаполита в сланцах не превышает 10%.

Скаполит II (эпидот-амфиболитовая фация) отмечен в парагенезисе с калиевым полевым шпатом II, кальцитом, биотитом, амфиболом и моноклинным пироксеном в биотит-полевошпатовых сланцах и мраморах. Скаполит (дипир-мицзонит) образует пятнистые и округлые порфиробластические выделения, переполненные минералами основной массы породы. Содержание скаполита в породе колеблется от 10–25 до 30–70% в отдельных прослоях и почках.

Скаполит III (амфиболитовая фация) развит в парагенезисе с альбитом, олигоклазом, биотитом в альбит-амфиболовых сланцах, гнейсах. Скаполит (дипир-мицзонит) образует как пятнистые выделения, так и хорошо ограниченные кристаллы белого, серого, реже черного цвета. Иногда встречаются зональные призматические кристаллы. Окраска и зональность минерала обычно связана с наличием большого количества включений графита. Размеры кристаллов (по длине) варьируют от 1 до 5–6 см. Содержание скаполита в породе – 25–70%.

Скаполит IV (из пироксен-скаполитовых жил) ассоциирует с альбитом, биотитом, пироксеном, рутилом. Скаполит имеет крупные кристаллы от белого до сиреневого цвета до 30 см в длину. Пироксен-

скаполитовые жилы мощностью от 0,5 до 1 м приурочены к тектоническим трещинам и контактам карбонатных и терригенных пород.

В изученных скаполитах обнаружены три группы флюидных включений различных по генезису, составу и степени распространения (таблица). К первой группе включений относятся вторичные однофазовые включения водного раствора и первичные и вторичные однофазовые включения жидкой и газовой углекислоты, широко распространенные в скаполитах всех генераций.

Характеристика типов включений в скаполите

Генерация скаполита	Группа включений	Фазовый состав включений*	Соотношение фаз, Г:Ж:К**	Генетический тип включений
Скаполит I	I	Однофазовые Ж <sub>в</sub> Ж <sub>у</sub> Г <sub>у</sub>		Вторичные и первичные
Скаполит II	I	Однофазовые Ж <sub>в</sub> Ж <sub>у</sub> Г <sub>у</sub>		То же
	II	Двухфазовые Г <sub>у</sub> + Ж <sub>у</sub>	1:(3-10)	Первичные
Скаполит III	I	Однофазовые Ж <sub>в</sub> Ж <sub>у</sub> Г <sub>у</sub>		Первичные и вторичные
	II	Двухфазовые Г + Ж <sub>в</sub> Г <sub>у</sub> + Ж <sub>у</sub>	1:(4-8) 1:(4-8) 1:(4-8)	То же
	III	Многофазовые Г + Ж <sub>в</sub> + К <sub>(5-6)</sub> Г <sub>у</sub> + Ж <sub>у</sub> + Ж <sub>в</sub> Г <sub>у</sub> + Ж <sub>у</sub> + Ж <sub>в</sub> + К <sub>(5-6)</sub>	1:(4-7):(3-10) 1:1:(1-3) 1:3:(4-5)	Первичные
Скаполит IV	I	Однофазовые Ж <sub>у</sub> Г <sub>у</sub>		Первичные и вторичные
	II	Двухфазовые Г + Ж <sub>в</sub> Г <sub>у</sub> + Ж <sub>у</sub>	1:(2-4) 1:(4-8)	То же
	III	Многофазовые Г + Ж <sub>в</sub> + К <sub>(5-6)</sub> Г <sub>у</sub> + Ж <sub>у</sub> + Ж <sub>в</sub> Г <sub>у</sub> + Ж <sub>у</sub> + Ж <sub>в</sub> + К <sub>(5-6)</sub>	1:(5-7):(3-10) 1:1:(1-3) 1:(1-3):(4-5)	»

\* в — вода, у — углекислота;

\*\* Г — газ, Ж — жидкость, К — кристалл

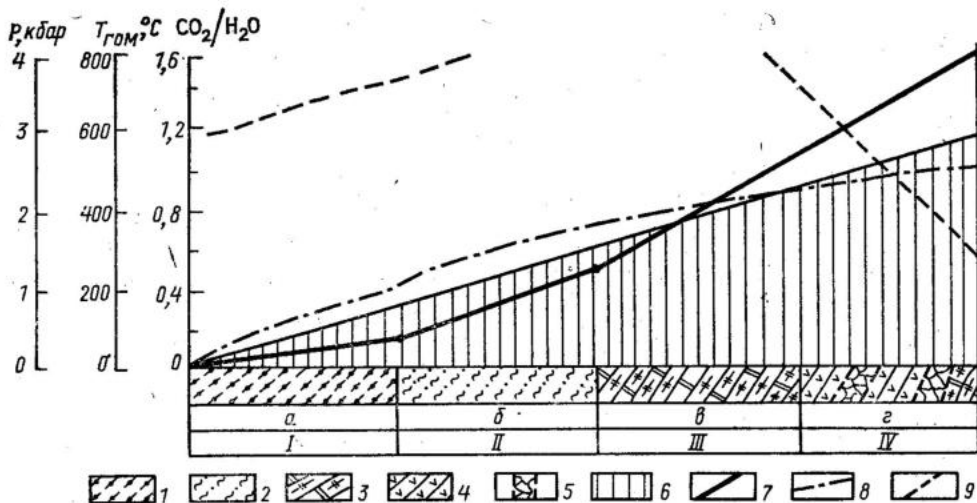
Вторая группа представлена первичными двухфазными газожидкими включениями. Жидкую фазу представляет водный раствор или жидкая углекислота (70–40%), газовую фазу — пар или газообразная углекислота (30–40%). Эти включения встречаются в основном в скаполите III и IV генераций.

Третья группа включений распространена в скаполите III и IV генераций. Это первичные и вторичные многофазовые включения с жидкой и газообразной углекислотой, водным раствором и большим количеством твердых фаз. Твердые фазы в основном изотропные, реже анизотропные, встречаются непрозрачные рудные минералы. Твердые фазы занимают 40–60% всего объема вакуоли, водный раствор — 30–40%, жидкая углекислота — 10–15%, газ — 20–30%. Отмечены также трехфазовые углекислотные включения, содержащие водный раствор (30–50%), жидкую (20–30%) и газовую углекислоту (20–50%).

По результатам термометрических исследований температура гомогенизации первичных газожидких включений составляет 380–420, первичных многофазовых включений — 400–600° С, установлена также частичная гомогенизация углекислоты (25–30%).

Температуры гомогенизации включений скаполита совпадают с полученными ранее температурами гомогенизации кварца и дистена из соответствующих зон метаморфизма [4]. Давление минералообразующих растворов определяли по методу Наумова — Малинина, основанному на использовании температур гомогенизации и декрепитации включений, содержащих водный раствор и углекислоту [5].

Данные термометрии показывают температуру образования скаполита I фации зеленых сланцев — 400°, давление 3–3,5 кБар; для скаполита II—III эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций — 4–6 кБар, для скаполита IV — из скаполит-пироксеновых жил — 500°, дав-



Зависимость отношения  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  во включениях в скаполитах от степени метаморфизма: а—г — фации (а — зеленых сланцев, б — эпидот-амфиболитовая, в — амфиболитовая, г — скаполит-пироксеновые жилы); I—IV — скаполит разных генераций; 1—2 — сланцы (1 — кварц-серпичитовые, 2 — биотит-полевошпатовые); 3 — амфиболовые мраморы; 4 — биотитовые сланцы; 5 — скаполит-пироксеновые жилы; 6 — зоны метасоматоза; 7—9 — графики (7 — отношения  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  по данным газовой хроматографии, 8 — температуры гомогенизации, 9 — давления)

ление 1,5 кБар. Полученные значения согласуются с данными изучения равновесных минеральных ассоциаций [1].

По данным газовой хроматографической анализов минимальное значение (0,1) отношения  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  выявлено для скаполита I генерации. В скаполите II это отношение увеличивается и достигает 0,5. В скаполитах III и IV содержание углекислоты во включениях достигает максимума, здесь наблюдается преобладание  $\text{CO}_2$  над  $\text{H}_2\text{O}$ , отношение  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}=2-3$ . Данные по газовой составляющей во включениях скаполита подтверждают выявленную ранее фаціальную зональность метаморфизма и метасоматоза, заключающуюся в последовательной смене фаций.

Образование скаполита IV из скаполит-пироксеновых жил происходило в последнюю стадию регрессивного метаморфизма и регионального натрового метасоматоза [2]. Наиболее интенсивно эти процессы проявились в зонах тектонических трещин, а также на контактах терригенных и карбонатных пород. Скаполит-пироксеновые жилы образовались из высококонцентрированных растворов при бурном выделении углекислоты.

Данные по флюидным включениям показывают корреляцию между составом флюидной фазы и условиями метаморфизма (рисунок). Содержание углекислоты в скаполите служит индикатором метаморфических и метасоматических преобразований пород.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глебовицкий В. А. Термодинамический режим и эволюция метаморфизма в подвижных областях//Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1974.
2. Дмитриев Э. А., Скригитиль А. М. Минералогия ювелирного скаполита//Докл. АН Тадж. ССР. 1982. Т. 25, № 10.
3. Дюфур М. С., Попова В. А., Кривец Т. М. Альпийский метаморфический комплекс восточной части Центрального Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1970.
4. Дюфур М. С., Седова И. С. Об эволюции Р—Т параметров при становлении метаморфической зональности Музкольского комплекса (Центральный Памир) по данным изучения включений минералообразующих сред//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 10. С. 49—58.
5. Наумов В. Б., Малинин С. Д. Новый метод определения давления по газовой-жидким включениям//Геохимия. 1968, № 4.

Поступила в редакцию  
24.06.93

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 4, ГЕОЛОГИЯ. 1996. № 1

УДК 552.322(470.21)

П. Ю. Плечов, С. В. Синогейкин

#### ГЕНЕЗИС АПАТИТ-НЕФЕЛИНОВЫХ РУД ХИБИНСКОГО МАССИВА

Одна из самых дискуссионных проблем, связанных с изучением массивов щелочных пород, — происхождение апатит-нефелиновых руд, крупнейшее в мире месторождение которых приурочено к ийолит-уртитовому комплексу Хибинского щелочного массива.

Среди множества предположений о генезисе месторождений фосфора можно выделить три доминирующие концепции. Первая из них предполагает кристаллизацию апатита из силикатного расплава, вторая — из фосфатного расплава, отделившегося в результате жидкост-

ной несмесимости от материнского ийолит-уртитового расплава; третья, поддерживаемая большинством исследователей Хибин, исходит из формирования апатит-нефелиновых руд на постмагматическом этапе, при перекристаллизации первично магматических мелкозернистых ийолитов.

Рассмотрим расплавные включения в апатитах и нефелинах из апатит-нефелиновых руд Хибинского массива, так как включения являются единственным прямым источником информации о составе рудообразующей среды.

Обилие расплавных включений в апатитах из различных типов апатит-нефелиновых руд затрудняет метасоматическую трактовку их генезиса. Расплавные включения в апатите из апатит-нефелиновых руд ориентированы по удлинению кристалла и имеют обратную огранку, соответствующую морфологии минерала-хозяина. Размеры включений варьируют от нескольких микронов до 400 мкм, преобладают включения с размерами 40—100 мкм. Включения расположены либо по зонам роста кристаллов апатита, либо хаотично, и, как правило, приурочены к центральным частям зерен. В апатите наряду с расплавными включениями отмечено множество газово-жидких и твердофазных включений, подробно описанных в [1, 2].

Рассматриваемые нами расплавные включения раскристаллизованы. Они сложены нефелином, калиевым полевым шпатом и в небольших количествах пироксеном. Усредненные составы фаз приведены в таблице. Пироксены имеют состав, близкий к эгириновому, с небольшим количеством диопсидового и геденбергитового минала. Нефелин из расплавных включений не отличается по составу от нефелина из пород ийолит-уртитового комплекса. Типичные второстепенные минералы — амфибол и биотит. Помимо перечисленных минералов практически во всех включениях отмечено значительное количество акцессорных минералов, наиболее распространенный из которых — мозандрит — сходен по составу с минералами этой группы из пегматитов надрудной зоны апатитовых месторождений, обычны также содалит, баритолампрофиллит. В некоторых включениях отмечены виллиомит и шортит. Диагностика виллиомита и других водорастворимых минералов затруднена, так как они растворялись при приготовлении препаратов, что делало невозможным их микроанализ. Обилие флюидосодержащих минералов в раскристаллизованных включениях свидетельствует о насыщенности расплава флюидом.

Мы провели термометрический анализ 138 включений. Исчезновение газового пузырька во включении и достижение равновесия между расплавом и минералом-хозяином достигалось в интервале температур от 780 до 930° С, при этом стенки включений растворялись незначительно. При нагреве включений до 1150° и длительной выдержке не наблюдалось плавления апатита со стенок включений.

После термометрического эксперимента включения закалывались, затем анализировался состав стекла. Средние составы стекол приведены в таблице. Содержание оксида фосфора в закалочных стеклах колеблется до 2,5%, но даже в заведомо перегретых включениях не превышают 4,5%. Полученные данные хорошо согласуются с данными [3] по растворимости фосфора в ультраапатитовом щелочном расплаве.

Многие исследователи высказывают предположение о наличии силикатного и фосфатного расплава. Минералы, кристаллизуясь из фосфорной магмы, могли захватывать как силикатные, так и существенно фосфатные включения. В таком случае силикатные включения в апатитах будут хорошо заметны, а фосфатные легко пропустить из-за

Усредненные анализы минеральных фаз раскристаллизованных расплавленных включений и закалочных стекол в апатитах и нефелинах из апатит-нефелиновых руд

Номер анализа	Si	Ti	Al	Fe <sup>3+</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	Cl	Zr	V	Ba	Sr
1/27	42,14	0	32,01	1,77	0	0	0	15,88	7,32	0	0	0,01	0	0	0
2/67	52,05	1,37	0,49	19,12	0,33	6,37	8,42	9,19	0	0	0	0,09	0,26	0	0,01
3/9	52,22	1,96	1,27	15,33	0,42	13,88	5,61	5,57	3,19	0	0	0	0	0	0
4/4	39,67	1,49	9,95	25,26	2,24	10,54	0	0	9,92	0	0	0,12	0	0	0
5/4	0,28	0	0,20	0	0	0,28	56,06	0	0	40,72	0	0	0	0	1,40
6/8	36,34	0,07	30,66	0,38	0	0	0,22	25,43	0,16	0	6,69	0	0	0	0
7/3	40,61	9,89	0,69	37,77	1,12	1,78	0,05	8,00	0	0,10	0	0	0	0	0
8/8	30,42	27,85	0	4,16	1,40	0,07	1,3	10,88	2,38	0	0	0	0	19,53	2,01
9/77	54,46	1,61	13,95	9,18	0,31	0,14	2,53	9,73	10,56	0,14	0	0	н. о.	0,45	0,02
10/34	52,75	1,76	12,82	5,49	0,31	0,02	4,21	12,87	8,15	2,18	0	0	н. о.	0,84	0,12

Примечания. 1—8 — усредненные анализы минеральных фаз раскристаллизованных расплавленных включений в апатитах и нефелинах из апатит-нефелиновых руд (1 — нефелин, 2 — пироксен, 3 — амфибол, 4 — биотит, 5 — апатит, 6 — содалит, 7 — энigmatит, 8 — баритолампрофилилит); 9—10 — усредненные анализы закалочных стекол расплавленных включений после проведения термометрического эксперимента (9 — в нефелинах, 10 — в апатитах). Слева от черты — число анализов для усреднения. Анализы выполнены на микрозондовой приставке Link-Sistem к электронному микроскопу Samscan-4DV в лаборатории электронной микроскопии кафедры петрологии МГУ.

близости показателей их преломления с таковыми материнского апатита. Для проверки этой гипотезы мы, кроме включений в апатите, изучили включения в нефелине. При наличии фосфатных и силикатных расплавных включений в этом минерале были бы наиболее заметны фосфатные включения. Однако в 200 просмотренных нами зернах нефелина не обнаружено ни одного фосфатного расплавного включения, причем силикатные включения встречались регулярно. Это не окончательный, но достаточно весомый аргумент в пользу кристаллизации апатита нефелин-apatитовых руд из силикатного расплава.

Таким образом, апатит-нефелиновые руды Хибинского массива формировались из силикатного глубоко дифференцированного высокоапатитного расплава, существенно обогащенного летучими и редкими компонентами. Состав этого расплава является промежуточным между валовым составом апатитоносных уртитов и пегматитов ийолит-уртитового комплекса.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базарова Т. Ю. Термодинамические условия формирования некоторых нефелинсодержащих пород. М.: Наука, 1969.
2. Закржевская Н. Т. Включения минералообразующей среды в породах Хибинских апатитовых месторождений/Автореф. канд. дис. М., МГУ, 1968.
3. Когарко Л. Н., Романчев Б. П. Применение комплексного изучения включений для решения вопросов генезиса щелочных пород//Геохимия, 1986. № 1. С. 46—49.

Поступила в редакцию  
2.06.94

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 4, ГЕОЛОГИЯ. 1996. № 1

УДК 550.831

А. А. Бульчев, Д. А. Гилод, В. А. Гладун

#### СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБОРТНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ И ДАННЫХ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ В РАЙОНЕ О-ВА БУВЕ (СУБАНТАРКТИКА)

В соответствии с итальянской национальной программой исследований в Антарктике (Programme nazionale ricerche in Antartide ENEA — Roma, Italy) в марте—апреле 1994 г. в совместном российско-итальянском 18-м рейсе нис «Академик Н. Страхов» проводились геолого-геофизические исследования около о-ва Буве и в районе тройного сочленения Срединно-Атлантического хребта, разлома Буве и разлома Конрада (Субантарктика). В комплекс геофизических исследований входило измерение гравитационного поля, которое осуществлялось группой серийных гравиметров типа ГМН-К. Точность набортных гравиметрических наблюдений соответствовала масштабу 1 : 500 000.

В настоящее время значения аномалий силы тяжести имеются практически для всего Мирового океана с детальностью три минуты как по широте, так и по долготе, полученные при обработке альтиметрических наблюдений со спутников Seasat, Geosat/ERM, Geosat/GM, ERS-1, Topex/Poseidon [2].

Исследователи провели качественное сопоставление значений аномалий силы тяжести, рассчитанных по альтиметрическим данным.

с данными разрозненных профильных набортных наблюдений [1, 2]. Автор работы [2], обобщив результаты исследований, пришел к основному выводу о том, что точность данных по альтиметрической и набортной съемкам сопоставима. В то же время все исследователи отмечают систематическое отклонение между альтиметрическими и набортными измерениями, которое составляет от 5 до 15 мГал. Приводятся следующие возможные причины систематических отклонений: несовершенство методики учета дрейфа нуля при набортных морских наблюдениях, некоторые различия представляемых поверхностей относимости при обработке альтиметрических и набортных наблюдений, ошибка учета длинноволновой компоненты при вычислении аномалий силы тяжести по альтиметрическим данным [1].

С целью уточнения разрешимости карты аномалий силы тяжести, полученной по спутниковым данным, для геологической интерпретации мы провели сравнительный анализ данных набортных наблюдений, выполненных в рейсе, с данными спутниковой альтиметрии.

На районы площадных съемок по восьми профилям первого и шести профилям второго полигонов вычислены амплитудные спектры, а по ним рассчитаны осредненные амплитудные спектры для каждого полигона в отдельности. При этом аномалии силы тяжести по профилям были центрированы, так как систематическое расхождение между результатами набортных гравиметрических наблюдений и спутниковыми данными составляло от 3 до 15 мГал. Для уменьшения влияния эффекта Гиббса, неизбежного вследствие ограниченной длины профилей (180—200 км), выполнено сглаживание спектральных характеристик, для чего использовалось весовое окно Хэмминга.

На рис. 1 представлены средние амплитудные спектры наблюдаемого и альтиметрического гравитационного поля по первому и второму полигонам. Отношения ординат спектра альтиметрических наблюдений к ординатам спектра набортных наблюдений по всей длине спектра

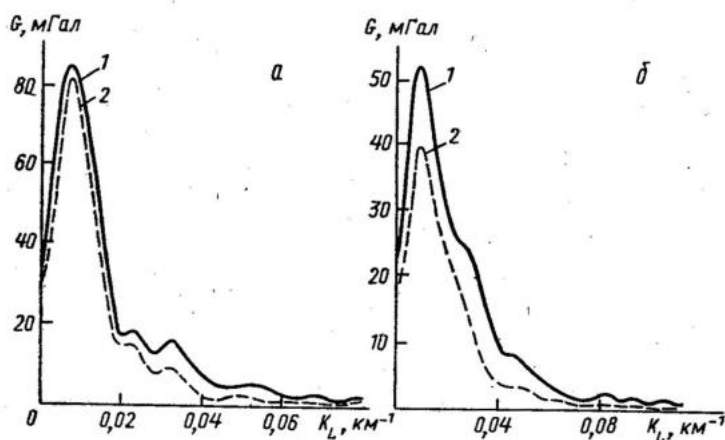


Рис. 1. Осредненные амплитудные спектры: а — по полигону о-ва Буве; б — по полигону в районе тройного сочленения; 1 — спектр наблюдаемого поля; 2 — спектр поля, вычисленного по спутниковым данным

представлены на рис. 2. Как и следовало ожидать, на низких частотах это отношение близко к единице. По мере увеличения волновых чисел (частоты) это соотношение закономерно уменьшается и после неко-

торого значения частоты отклонения приобретают случайный характер. Указанное свидетельствует, что после достижения этого значения резко усиливается влияние шумов, природу которых можно отнести как к альтиметрическим, так и к набортным данным. Влияние шумов на первом полигоне начинается в интервале частот 0,03–0,04 1/км, что отвечает периоду аномалий 35–25 км, а на втором полигоне — в интервале частот 0,01–0,03 1/км, что соответствует аномалиям с периодом 100–35 км. Кроме того, наблюдается уменьшение амплитуды аномалий, вычисленных по альтиметрическим данным, по сравнению с наблюдаемыми на 20–60%, что соответствует аномалиям с периодом 100–35 км.

Искажение аномалий с периодом от 100 до 35 км, рассчитанных по альтиметрическим данным, и отсутствие информации об аномалиях с периодом меньше 25 км ограничивают применение альтиметрических данных для геологической интерпретации, причем в первую очередь в районах со сложным тектоническим строением (зоны сочленения тектонических структур, рифтовые зоны, области активной тектонической деятельности), что особенно существенно при проведении количественного анализа по полю силы тяжести, вычисленному по альтиметрическим данным.

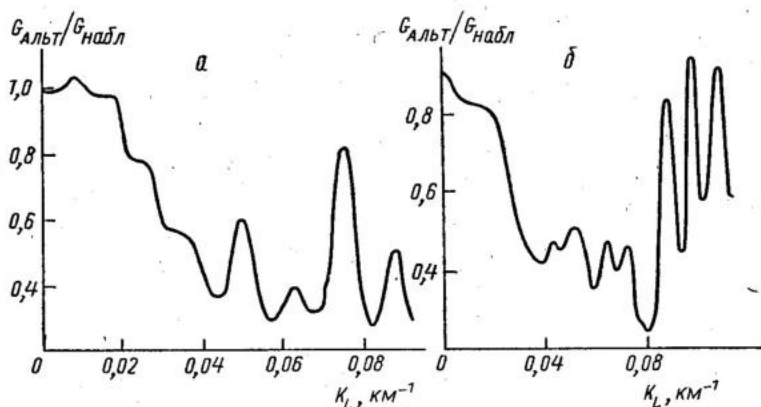


Рис. 2. Графики отношений осредненных амплитудных спектров; а — по полигону о-ва Буве; б — по полигону в районе тройного сочленения

Этот вывод подтвержден результатами моделирования плотностного разреза по многим профилям в районе о-ва Буве, которое мы провели по результатам набортных наблюдений. В качестве примера на рис. 3 представлены результаты плотностного моделирования по одному из магистральных профилей в районе о-ва Буве. Приведены две альтернативные плотностные модели и графики аномалий силы тяжести наблюдаемой, вычисленной по альтиметрическим данным, рассчитанные от модели, и суммарный гравитационный эффект от воды, коры с постоянной плотностью и мантии. Очевидно, что аномалии с периодом 25–35 км, вычисленные по альтиметрическим данным, по амплитуде значительно ниже (на 25–30 мГал), чем наблюдаемые и расчетные. Аномалии с периодом меньше 25 км вообще отсутствуют на графике аномалий силы тяжести, построенном по альтиметрическим данным. Но, как видно, аномалиям такого периода отвечает аномалия, связанные как с рельефом дна, так и с плотностными неоднородностями коры (рис. 3). Таким образом, моделирование показывает, что при

интерпретации необходимо учитывать высокочастотную компоненту (15–30 км) гравитационного поля, чтобы выяснить особенности строения верхних горизонтов земной коры и рельефа дна. Локальные аномалии силы тяжести от этих особенностей разреза, как правило, имеют в среднем период не более 25 км.

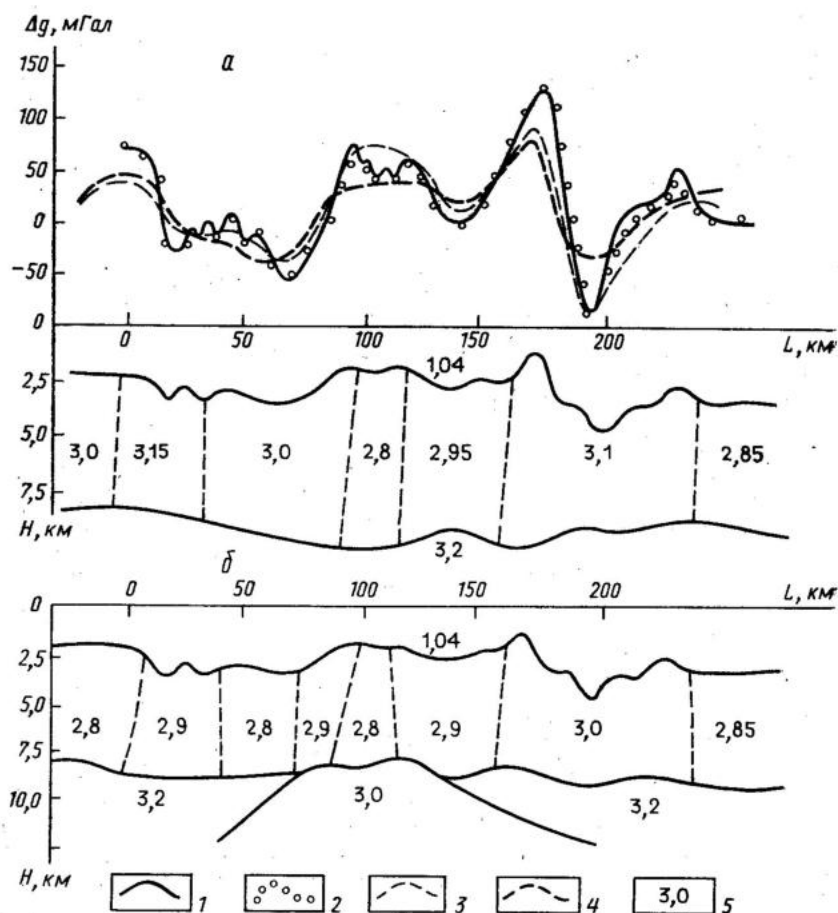


Рис. 3. Плотностная модель по профилю в районе о-ва Буве: *а* — без мантийного диапира; *б* — с мантийным диапиром; 1 — наблюдаемое поле; 2 — поле от модели; 3 — суммарный гравитационный эффект от водной толщи с плотностью 1,04 г/см<sup>3</sup>, коры с плотностью 2,85 г/см<sup>3</sup> и верхней мантии с плотностью 3,2 г/см<sup>3</sup>; 4 — поле, вычисленное по спутниковым данным; 5 — значения плотности, г/см<sup>3</sup>

Аномалии силы тяжести, вычисленные по альтиметрическим данным и занимающие средне- и низкочастотную части спектра на исследованных нами профилях, позволяют достаточно уверенно оценить структурные особенности нижних горизонтов разреза — литосферы, астеносферы, а также региональные особенности строения земной коры. Однако, как видно из приведенного примера, проведение количественных оценок аномальных объектов по данным спутниковых наблюдений даже в этом случае может привести к значительным погрешностям в силу искажений амплитуды аномалий.

1 Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, код проекта 93-05-87-40.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Haxby W. F., Hayes D. E. Free-air gravity of the southern ocean derived from seasat and geosat altimeter data: circumantarctic to 30° S//Marine geological and geophysical atlas of the circumantarctic to 30° S. P. 11-19.
2. Sandwell D. T. Antarctic marine gravity field from highdensity satellite altimetry//Geophys. J. Int. 1992. Vol. 109. P. 437-448.

Поступила в редакцию  
15.11.94

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 4, ГЕОЛОГИЯ. 1996. № 1

УДК 551.345(571.651)

А. Б. Осокин

#### ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА ПОС. БИЛИБИНО (СРЕДНЕЕ ТЕЧЕНИЕ Р. Б. КЕПЕРВЕЕМ, БАССЕЙН Р. МАЛЫЙ АНЮЙ)<sup>1</sup>

Многие районы Северо-Востока России в геокриологическом отношении охарактеризованы еще недостаточно полно. Обобщим результаты полевых исследований, проводившихся в районе пос. Билибино в 1989-1992 гг.

Район расположен в центральной части континентальной Чукотки — в пределах Анюйского нагорья — и представляет расчлененное средне- и мелкогорье с абсолютными отметками вершин 400-800 м и относительно небольшим превышением водоразделов над днищами доли от 200 до 500 м. Основные водотоки — р. Б. Кепервеем и ее притоки (руч. Б. Поннеурген и р. Каральвеем). Территория исследований расположена в пограничной зоне между лесотундрой и тундрой. Среднегодовое значение среднегодовой температуры воздуха составляет в пос. Билибино -11,2° С.

В геологическом отношении территория отвечает центральной части Кепервеемского антиклинория, входящего в Анюйский мегантиклинорий. Разрез сложен отложениями норийского и карнийского ярусов верхнего триаса. Терригенная, сильно метаморфизованная толща триасовых отложений имеет мощность до 1300 м и представлена неравномерно переслаивающимися песчаниками и углисто-сланцевыми кварцевыми сланцами и алевролитами. Породы сильно дислоцированы и разбиты разрывными нарушениями различных генераций.

Практически повсеместно верхнетриасовые образования перекрыты четвертичными отложениями, на водоразделах и их склонах представленными элювиальными, делювиальными, делювиально-пролювиальными и делювиально-солифлюкционными отложениями мощностью 2-15 м. В днищах долин выявлены аллювиальные, аллювиально-флювиогляциальные и гляциальные отложения мощностью 4-10 м, реже более.

Район расположен в северной геокриологической зоне и характеризуется сплошным распространением многолетнемерзлых пород

<sup>1</sup> Доклад прочитан на конференции «Молодые ученые геологического факультета МГУ» (1993, апрель).

(ММП). Зафиксированная бурением мощность ММП в долине руч. Б. Поннеурген составляет 240 м. На склонах долин мощность мерзлых пород должна возрастать до 300—350, на водоразделах — до 400—500 м. Среднегодовая температура пород составляет  $-(3 \div 6,5)^\circ$  в пределах пойм рек и ручьев, повышается до  $-(0,5 \div 2)^\circ$  при приближении к руслу, понижается до  $-(4 \div 6)^\circ$  на склонах долин, еще сильнее понижается на вершинах водоразделов  $-(7 \div 9)^\circ$ . В долинах, имеющих субмеридиональную ориентировку, отмечается понижение среднегодовой температуры пород на  $1-2^\circ$  на северных склонах относительно южных.

Под руслами малых рек и ручьев подрусовые талики имеют мощность, подтвержденную бурением, 5—20 м. Даже относительно небольшие водотоки оказывают значительное тепляющее влияние на многолетнемерзлые породы. Так, в долине руч. Б. Поннеурген при ширине русла ручья от 4 до 12 м и глубине от 0,2 до 1,0 м сформировался подрусовой талик шириной 30—40 и глубиной до 7 м. Температура ММП, подстилающих талик, находится в диапазоне  $-(1,5 \div 2,5)^\circ$ . Ширина зоны растепления пород около 100 м, глубина  $\sim 70$  м. Температурное поле пород дна долины асимметрично. Такая конфигурация объясняется миграцией русла ручья в пределах долины, а вслед за ним — подрусового талика.

Ширина русла р. Б. Кепервеем до 30—40 м при глубинах от 0,5 до 2,5 м. Ширина подрусового и пойменного таликов составляет 150—300 м. Мощность талика изменяется от 3—5 м в его краевых частях до 13—20 м в прирусловой части. Ниже пос. Билибино в районе впадения р. Каральвеем в р. Б. Кепервеем в прирусловой части долины зафиксирован сквозной талик. Максимальная, подтвержденная бурением ширина сквозного талика около 700 м. Как правило, в плане сквозной талик ограничивают повышенные участки высокой поймы и первой надпойменной террасы. Зоны распространения таликов с повышенной мощностью и сквозного талика маркируются теплолюбивыми растительными ассоциациями (чозения, тополь, красная смородина, злаковые). Сквозной талик обрамлен зоной несквозного талика мощностью от 5—10 до 40 м. Мощность ММП на таких участках сокращается до 120 м и менее.

Четвертичные отложения характеризуются, как правило, высокой льдистостью. Наиболее типичные значения суммарной влажности для аллювиальных оторфованных супесчано-суглинистых отложений 0,3—1,8 для слаботорфованных гравелистых суглинков и супесей 0,1—0,8, а для гравийно-галечниковых грунтов 0,1—0,2. Криогенные текстуры у супесчано-суглинистых отложений слоистые, у гравийно-галечниковых грунтов массивные.

Наибольшей льдонасыщенностью, а также изменчивостью льдистости по простиранию и глубине обладают сингенетически промерзающие солифлюкционно-делювиальные отложения. Даже на небольшом участке суммарная влажность грунтов может изменяться от 0,2 до 0,9 и более. В глинистых породах преобладают базальные, слоистые, сетчатые средне- и крупношлировые криотекстуры. В нижних частях склонов встречаются линзы льда и ледогрунта неправильной формы мощностью от 0,4 до 3,7 м.

Элювиальные эпигенетические образования представлены щебнистыми, реже дресвяными грунтами, имеют меньшие значения суммарной влажности (0,1—0,4).

Все четвертичные отложения, включая пойменную фацию аллювия, засолены. Содержание легкорастворимых солей составляет 0,12—0,42%. В составе солей преобладают сульфаты, магний и кальций.

В долине руч. Б. Поннеурген скважины, пробуренные на склонах долины, на глубинах от 10 до 59 м вскрыли линзы внутримерзлотных отрицательно-температурных трещинно-жильных вод с высокой минерализацией (криопэги). Линзы криопэгов находятся в триасовых песчаниках и сланцах и имеют минерализацию от 198 до 511 г/л. Состав вод сульфатный, хлоридно-сульфатный, магниевый, натриево-магниевый. Мощность вскрытых линз 7–15 м. Образование криопэгов объясняется концентрированием выщелоченных из пород сезонноталого слоя солей в его подошве и последующим движением соленых вод в глубь по разрезу за счет подтопления мерзлых пород, рассолом, воздействием градиента температуры при возрастающем криогенном концентрировании солей. По достижении кровли триасовых отложений миграция рассола облегчается наличием в песчаниках и сланцах открытой трещиноватости, зафиксированной при бурении.

Нельзя исключить из механизма образования линз криопэгов промерзание таликов различного генезиса, в частности подрусловых таликов, существовавших в пределах современных склонов при меньшем уровне вреза долины. По данным гидрогеологических исследований, воды мощных подрусловых таликов р. Б. Кепервеем в ряде случаев засолены (минерализация достигает 3–9 г/л) и имеют химический состав, совершенно аналогичный составу вод криопэгов.

Зоны с аномально низким электрическим сопротивлением мерзлых пород, выявленные по бортам долины руч. Б. Поннеурген по результатам электроразведочных работ, позволяют сделать вывод о том, что высокоминерализованные воды достаточно широко распространены в триасовых породах. В то же время медленное восстановление уровня воды в скважинах при опытных откачках указывает на ее ограниченные запасы.

Криогенные процессы в районе исследований развиты достаточно широко. В долинах всех водотоков района формируются сезонные наледи. Как правило, их размеры не превышают ширины низких пойм рек и ручьев. Исключение составляет наледь в районе сквозного талика на р. Б. Кепервеем, занимающая часть высокой поймы, и наледь на руч. Б. Поннеурген. Причина образования последней — интенсивная фильтрация вод из водохранилища через основание плотины, сооруженной в 5 км от устья руч. Б. Поннеурген. Наледь формируется на участках низкой и высокой пойм, протяженность ее до 3 км при ширине до 280–300 м. По оценкам 1990 г. объем наледи составил  $2,1 \times 10^5$  м<sup>3</sup>. Мощность наледи неоднородна и изменяется от 0,5 до 3–3,5 м в наледных буграх, формирующихся в январе — марте. С формированием наледных бугров генетически связано образование подземных наледей или гидролакколитов. Они образуются в результате внедрения напорных вод в верхнюю часть разреза рыхлых четвертичных отложений (в случае поймы — в пойменную фацию аллювия), возможно, в непромерзшую часть сезонноталого слоя, с последующим замерзанием внедрившейся воды. Размеры гидролакколитов в плане от  $5 \times 10$  до  $20 \times 60$  м, мощность ледяного ядра составляет 1,0–1,5 м.

Низкие среднегодовые температуры воздуха и пород, сильная увлажненность, интенсивное осадконакопление и сингенетичный характер промерзания формирующихся отложений обуславливают рост мощных (в делювиально-солифлюкционных отложениях склонов до 10–12 м) ледяных жил. В пределах пойм водотоков повторно-жильные льды приурочены, как правило, к участкам, где отмечены повышенные мощности пойменной фации аллювия, а также к оторфованным поверхностям и торфяникам. В долине р. Б. Кепервеем, в 3 км выше по те-

чению от пос. Билибино, в обнажениях встречены жильные льды мощностью до 5–6 м, при ширине жил до 3–4 м. Верхние части жил расположены в торфяниках и сильноотторфованных супесях, тогда как окончания жил на 1,5–3 м проникают в аллювиальные галечники.

В пределах пойм рек и ручьев полигонально-жильные структуры, как правило, достаточно хорошо выражены в микрорельефе поверхности, тогда как на склонах интенсивное развитие солифлюкционного процесса практически полностью подавляет развитие полигонального микрорельефа.

Морозобойное растрескивание затрагивает и коренные породы, если они залегают неглубоко. Так, на одном из склонов, где при геологоразведочных работах на значительной площади был удален чехол делювиально-солифлюкционных отложений и вскрыты сильновыветрелые триасовые породы (разборная скала), отчетливо видны полигоны с размерами 4×6 м. Возможно, до оттаивания породы вмещали жильный лед.

С процессами морозобойного растрескивания, выпучивания крупнообломочного материала и криогенной десерпции связано формирование структурированных склонов. В их средних частях образуются валы длиной от 3 до 10 м при ширине 1,5–2 м, вытянутые вниз по склону, с относительными превышениями над разделяющими валами полосами стока 0,3–1,0 м. Валы сложены более грубодисперсным материалом с небольшим количеством мелкозема, наиболее широко валы распространены в пределах склонов южной экспозиции.

Берега водохранилища на руч. Б. Поннеурген, имеющего ширину 0,6 и длину 1,5 км, подвержены термоабразионной переработке. Вследствие малой площади акватории водохранилища и малой длины пробега волны прибойно-волновая деятельность крайне незначительна, и процесс термоабразии протекает главным образом за счет теплового воздействия воды на участках, где береговые отложения вмещают повторно-жильные льды. За период с 1977 по 1988 гг. максимальное отступление береговой линии, зафиксированное по материалам аэрофотосъемки, составило на отдельных участках 30–50 м. Площадь акватории за счет процесса термоабразии выросла с 0,337 до 0,474 км<sup>2</sup>, или на 0,137 км<sup>2</sup>.

Существенные изменения геокриологических условий происходят на участках хозяйственного освоения. Мощный талик сформировался под плотиной и водохранилищем на руч. Б. Поннеурген. Плотина, имеющая длину по гребню 650 и высоту до 17 м, отсыпана из гравийно-галечникового грунта с суглинистым водонепроницаемым ядром. Термометрические наблюдения в скважинах, пробуренных через тело и основание плотины, показали, что за время эксплуатации (строительство закончено в 1973 г.) в теле плотины сформировалось мерзлое ядро мощностью 8–14 м с температурами  $-(1\div 3)^\circ$ . В то же время все основание плотины находится к настоящему времени в талом состоянии. Мощность талика в районе правобережного примыкания около 40 м, в центральной части превышает 50 м, а в районе левобережного примыкания подошву талика не вскрыла скважина глубиной 80 м. В нижнем бьефе талик продвинулся в направлении от плотины в районе правобережного примыкания на 40–60 м, в центральной части долины — на 80–100 м и в районе старого русла — 160–180 м.

УДК 550.837.31

И. Д. Игнатова, И. Н. Модин, В. А. Шевнин

### ВЕКТОРНАЯ СЪЕМКА В МЕТОДЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ<sup>1</sup>

Электрическое поле, измеряемое в методе сопротивлений, является векторной величиной. При традиционной съемке измеряется только модуль одной радиальной компоненты поля. Это правомерно для горизонтально-слоистой среды, когда вторая компонента поля практически равна нулю. Но при измерениях в двухмерных и трехмерных средах за счет обтекания током геоэлектрических неоднородностей появляются  $y$ - и  $z$ -составляющие поля, сравнимые и иногда превышающие  $x$ -компоненту.

Обычно расчет кажущегося сопротивления производят через нормировку наблюдаемого поля к той компоненте плотности тока, вдоль которой измеряется электрическое поле  $\rho_k = E_x / J_{0,x}$ . В неоднородных средах аномальная часть поля  $E_{ан. x}$  может быть во много раз больше первичного поля  $E_{0,x}$  и не совпадать с ним по знаку. В результате кажущееся сопротивление может принимать отрицательные значения, а по абсолютной величине во много раз превосходить удельное сопротивление вмещающей среды. В таких случаях даже качественная интерпретация наблюдаемых полей и рассчитанных по ним значений кажущегося сопротивления бывает затруднительной. Отсюда возникает идея векторной съемки, т. е. измерения не одной, а двух или трех компонент поля с учетом знака (рис. 1). При этом, по нашему мнению,

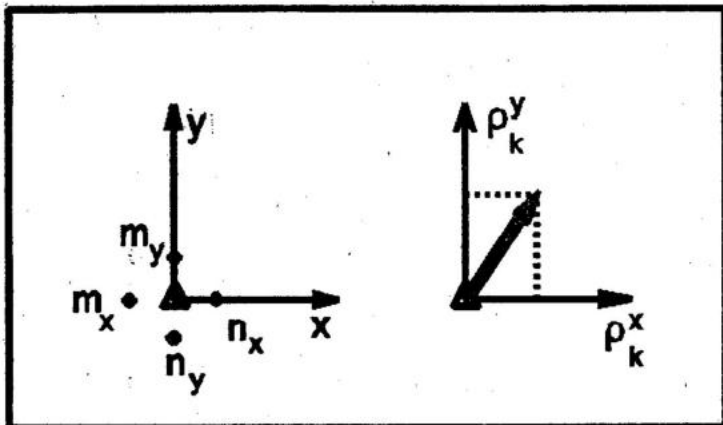


Рис. 1. Векторное представление кажущегося сопротивления

необходимо проводить нормировку поля к модулю плотности первичного тока во вмещающей среде:

$$\rho_{k,x} = E_x / \text{mod}(J_0); \quad \rho_{k,y} = E_y / \text{mod}(J_0),$$

где  $\text{mod}^2(J_0) = (J_{0,x})^2 + (J_{0,y})^2$ .

<sup>1</sup> Доклад прочитан на конференции «Молодые ученые геологического факультета МГУ» (1994, апрель).

Известно, что первичное поле от питающего электрода в неоднородной среде индуцирует вторичное поле от источников, расположенных на границе аномального тела. Измеряемое поле есть сумма первичного и вторичного полей. Учтя влияние поля первичного источника (это всегда можно сделать, если известен вмещающий геоэлектрический разрез), оставим аномальную часть, связанную только со вторичными источниками на границах тела.

$$\rho_{k,x}^{\text{anom}} = \rho_{k,x} - \rho_{k,x}^t; \quad \rho_{k,y}^{\text{anom}} = \rho_{k,y} - \rho_{k,y}^t.$$

При поляризации внешним полем электрический ток будет растекаться от положительных к отрицательным вторичным источникам (рис. 2). Векторы электрического поля, пересчитанные затем в векторы кажущегося сопротивления, будут располагаться вдоль силовых линий электрического поля и вблизи источников тока будут указывать на положение вторичных источников в пространстве. Проведем прямые, совпадающие по направлению с векторами, от начала вектора (положительное продолжение) и от конца вектора (отрицательное продолжение). Точки взаимного пересечения положительных и отрицательных продолжений векторов будут располагаться вблизи самих вторичных источников, образуя распыленное облако около эпицентров аномального тела. Распыленное облако образуется вследствие сложного характера растекания электрического тока от совокупности вторичных источников на поверхности тела, линейное продолжение токовых линий дает только приблизительное их положение. При точном учете геометрии токовых линий облако пересечений векторов начнет стягиваться к самим эпицентрам вторичных источников. Подсчитав в скользящем окне число точек пересечения продолжений векторов по всей площади и отнеся это число к центру окна, можно построить карту распределения вторичных источников.

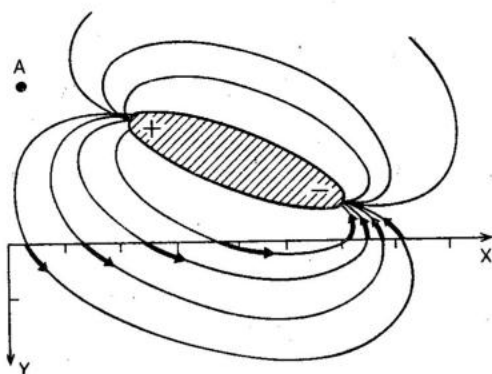


Рис. 2. Поведение аномальных векторов  $\rho_k$  вблизи неоднородности

Таким способом можно оконтурить распыленное облако и найти положительный и отрицательный эпицентры аномального тела (т. е. центры положительных и отрицательных точек пересечения продолжений векторов). Электрический ток от питающего электрода будет обтекать аномальное тело и в зависимости от положения приемной линии на величину принимаемого сигнала будут влиять вторичные источники с разных сторон тела, так как интенсивность вторичных источников будет зависеть от близости к первичному источнику. Таким образом, меняя положение питающего электрода и приемной линии, мы как бы «подсвечиваем» разные части поверхности аномального объекта, возбуждая на нем вторичные источники тока.

На рис. 3 приведены результаты численного моделирования по программе ИЕЗР1 для следующей модели: на большой глубине между двумя горными выработками расположена неоднородность в виде куба со стороной 20 м. Измерения проводились по двум профилям для разных положений питающего электрода (при положении электрода А

на профиле I приемные электроды располагали на профиле II и наоборот). Как видно на рис. 3, при разных положениях питающего электрода проявляются разные стороны поверхности аномального объекта. Собрав на одном плане все эпицентры векторных диаграмм при разных положениях питающего электрода, можно достаточно уверенно оконтурить аномальное тело.

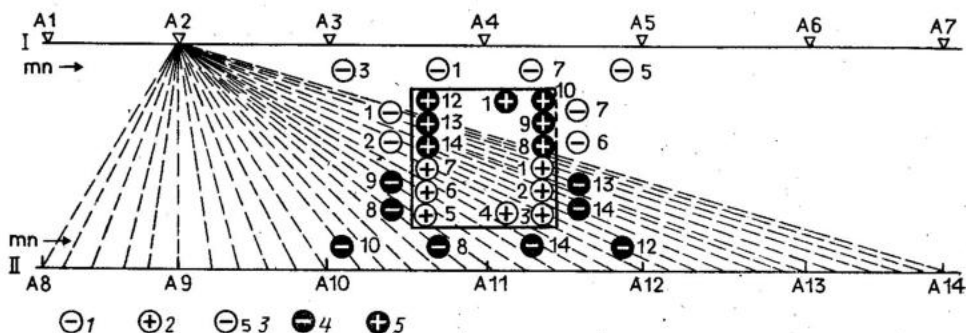


Рис. 3. Моделирование векторной съемки при межшахтном просвечивании. Вторичные источники при положении питающего электрода на профиле I: 1—3 — источники (1 — отрицательный, 2 — положительный, 3 — вторичный для питающего электрода A5); на профиле II: 4—5 — источники (4 — отрицательный, 5 — положительный)

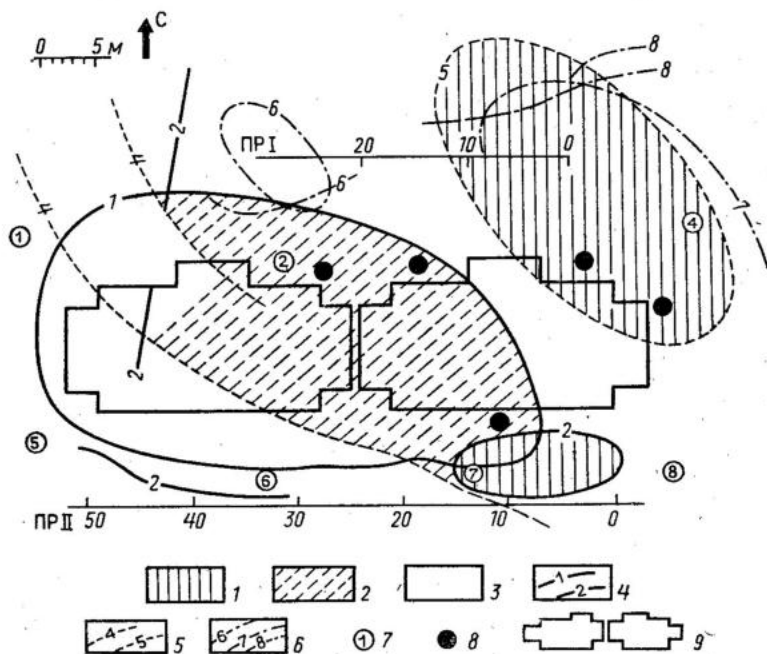


Рис. 4. Результаты векторной съемки, проведенной летом 1993 г. в Донецке: 1—3 — зоны (1 — сильно обводненные с предполагаемыми пустотами, 2 — со средней обводненностью, 3 — осушенные); 4—6 — границы аномальных зон при положении источника: 4 — в скважинах 1 и 2, 5 — в скважинах 4 и 5, 6 — в скважинах 6, 7 и 8; 7 — скважины и их номера; 8 — скважины, предполагаемые для бурения и тампонажных работ; 9 — контуры зданий

Векторная съемка — принципиально новая методика, направленная на поиск двух- и трехмерных неоднородностей, ее можно применять как в подземных условиях, так и на поверхности. В шахтах и скважинах (при измерениях по одной линии) традиционные установки не могут определить расположение аномалии в пространстве. А предлагаемая методика помимо выявления аномалии позволяет определить ее пространственное положение. При наземных исследованиях особенно целесообразно применять векторную съемку в тех случаях, когда затруднен доступ к объекту, и можно проводить измерения только в ограниченной области (газоны, узкие полосы земли среди асфальта в городах). Меняя расположение питающего и приемных электродов, мы добиваемся максимальной проявленности разных частей аномалии, работая при этом в ограниченной области.

Авторы провели векторную съемку в Донецке при поиске обводненной зоны под недавно построенным жилым домом, причем работать на стройплощадке можно было лишь по газонам с двух сторон дома. Проведя измерения по описанной методике, построив вектора и собрав эпицентры векторных диаграмм на одном плане, удалось оконтурить зону повышенной обводненности и предложить места для проведения дополнительных тампонажных работ (рис. 4).

Результаты моделирования и полевых работ в условиях города доказывают эффективность векторной съемки и возможность ее применения для решения сложных геологических задач в трехмерных средах.

Поступила в редакцию  
26.07.94

## ЮБИЛЕИ

### ЮЛИЯ ИВАНОВНА КОРЧАГИНА



12 января 1996 г. отмечается юбилей одного из ведущих научных сотрудников кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ, доктора геолого-минералогических наук, профессора, крупного специалиста в области геохимии нефти и газа Юлии Ивановны Корчагиной.

Ю. И. Корчагина родилась в г. Грозном в семье нефтяника. В 1951 г. окончила Грозненский нефтяной институт и была направлена на работу в Нордвикскую геологическую экспедицию Миннефтепрома. В 1953 г. она пришла на работу во ВНИГНИ, где занималась геохимическими исследованиями и прошла путь от инженера до старшего научного сотрудника, в 1967 г. защитила кандидатскую диссертацию. В том же году чл.-корр. АН СССР Н. Б. Вассоевич пригласил Ю. И. Корчагину в Московский университет, где она создала и возглавила лабораторию органической геохимии, которой руководит и сегодня.

Основное направление научных исследований Ю. И. Корчагиной — разработка теоретических основ нефтегазообразования в осадочных бассейнах, исследование эволюции нефтематеринского вещества осадочных пород на разных этапах их формирования, определение нефтегазоматеринского потенциала этих пород и количественная оценка степени их реализации. Юлия Ивановна вместе с Н. Б. Вассоевичем принимала деятельное участие в разработке учения о стадийности процессов нефтегазообразования, о главной фазе нефтеобразования.

Вместе с другими сотрудниками кафедры Ю. И. Корчагина внесла значительный вклад в разработку историко-динамической теории нефтегазоносности осадочных бассейнов, ее геохимических основ, которая позволила генетически обосновать перспективы нефтегазоносности крупных территорий.

Теоретические исследования базировались на многочисленных экспериментальных данных, полученных в лаборатории под руководством Юлии Ивановны. Материалы для работы собраны в Предкавказье и Восточной Сибири, в Мезенской впадине и Московской синеклизе и в других регионах нашей страны и за рубежом в экспедициях, где непосредственное участие принимала и Ю. И. Корчагина. Данные, полученные по результатам этих изысканий, отражены в многочисленных статьях и монографиях, представляющих цикл геохимических исследований осадочных бассейнов.

Докторскую диссертацию на тему «Теоретические основы, количественные и качественные аспекты нефтегазообразования в терригенных толщах» Ю. И. Корчагина защитила в 1979 г., тогда же ей была присвоена ученая степень доктора геолого-минералогических наук.

В лаборатории под руководством Юлии Ивановны ведутся не только научные исследования, но и обучают студентов и аспирантов. Среди учеников Ю. И. Корчагиной доктор геолого-минералогических наук Л. Н. Киреева, 16 кандидатов наук, в том числе из Сирии, Афганистана, КНДР, Египта, Бангладеш, Мексики, десятки сотрудников других организаций получали консультацию и помощь Ю. И. Корчагиной. На протяжении многих лет она ведет для геологов-нефтяников курс «Нефтематеринские свиты».

Ю. И. Корчагину отличает доброжелательное, заинтересованное отношение к людям, она всегда стремится им помочь. Ю. И. Корчагина энергична, обладает огромным творческим потенциалом, незаурядными организаторскими способностями, высоким профессионализмом, пользуется заслуженным авторитетом среди сотрудников кафедры.

Поздравляем Юлию Ивановну с юбилеем и желаем ей дальнейших творческих успехов, доброго здоровья и всегда прекрасного настроения.

*Б. А. Соколов, И. В. Высоцкий,  
А. Я. Архипов, Н. П. Фадеева*

**СООБЩЕНИЕ О ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫХ ЭКЗАМЕНАХ (заочно-очный тур)  
НА ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МОСКОВСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО  
УНИВЕРСИТЕТА ИМ. М. В. ЛОМОНОСОВА**

В 1996 г. геологический факультет МГУ проводит заочно-очный прием. Конкурсные экзамены проходят в два этапа. Первый (заочный) тур проходит до середины апреля 1996 г. В нем могут принять участие лица, имеющее законченное среднее образование, и учащиеся выпускных классов средних школ.

Задание заочного тура представлено ниже в форме теста, содержащего задачи по математике. Уровень сложности задач соответствует таковому во время конкурсных экзаменов на геологическом факультете в 1995 г. Выполненное задание должно быть выслано на геологический факультет МГУ не позднее 25 апреля. В работе указать фамилию, имя, отчество абитуриента, его домашний адрес и номер школы. В работу вложить конверт с вписанным индексом и обратным адресом. Просьба указать также источник информации о прохождении заочно-очном туре.

Полученные работы будут проверены экзаменационной комиссией, авторы успешно выполненных тестов будут приглашены для участия во втором — очном — туре, который пройдет в мае 1996 г. в Москве.

Две рекомендации абитуриентам, решающим тест:

1. Выполните задание самостоятельно. Для того чтобы стать участником очного тура, совсем необязательно решить все задачи теста. Главная цель заочного тура — помочь абитуриенту сопоставить свои занятия по математике с теми, которые необходимы для поступления на факультет. Объективно проверьте свои знания!

2. В марте—апреле 1996 г. в ряде городов (Надыме, Якутске, Элисте и др.) будут проведены выездные предварительные экзамены на геологический факультет (в том числе). Школьники, успешно выполнившие тест и проживающие в этих городах или вблизи, могут быть приглашены для участия во втором туре, который пройдет в указанных городах уже в марте—апреле, поэтому не затягивайте с решением и высылкой теста.

Второй тур пройдет в мае 1996 г. в Москве, он включает 2 экзамена по математике (письменный и устный). Абитуриенты, набравшие 9—10 баллов, будут представлены к зачислению после сдачи необходимых документов в приемную комиссию факультета с 20 июня по 1 июля 1996 г. На время экзаменов все иногородние абитуриенты, вызванные в Москву, обеспечиваются общежитием. Участие в заочном и очном курсах бесплатное.

**ТЕСТ**

1. Решить неравенство

$$30/[(x-1)(x-2)] + 12/(x-2) + 1 \leq 0.$$

2. Решить уравнение

$$\log_2(10-x) + \log_2(x+3) = \log_2[(x+3)(x^2+x-14)].$$

3. Решить неравенство

$$2^{x-1/2} - 2^{1/2-x} \geq 2$$

и найти наименьшее целое положительное решение.

4. Решить уравнение

$$(|x^3| - |5x|) / \sqrt{2x^2 - 4x - 1} - (|x| + 2) = 0.$$

5. Решить уравнение

$$\sqrt{-\cos x} = -\sin x.$$

6. Решить уравнение

$$\left(\left(\frac{1}{9}\right)^{\operatorname{ctg} x}\right)^{7x} = \left(3^{(x^2+3x) \operatorname{ctg} x}\right)_{100}.$$

7. Поезд, идущий с постоянной скоростью из пункта А в пункт В, был задержан на стрелке на 12 мин. Расстояние от стрелки до пункта В равно 66 км. При каких значениях первоначальной скорости поезд прибудет в пункт В не позже запланированного срока, если после задержки он увеличил скорость на 11 км/час?

8. Около треугольника АВС описана окружность. Продолжение биссектрисы ВМ треугольника АВС пересекает эту окружность в точке N, причем BN — диаметр данной окружности. Найти отношение длин отрезков ВС и AN, если косинус угла АСВ равен 1/5.

9. Изобразить фигуру, образованную всеми точками  $x, y$  декартовой плоскости  $O_{xy}$ , координаты которых удовлетворяют неравенству  $x^2 + y^2 + 8(x - |y|) \leq 0$ . Найти периметр и площадь этой фигуры.

10. Найти все значения параметра  $a$ , при которых неравенство

$$4^x + a < 34 \cdot 2^x$$

не имеет ни одного целочисленного решения.

Решенные тесты необходимо отправить по адресу:

119899 Москва В-234, Воробьевы горы, МГУ, Геологический факультет, учебный отдел, конкурс «Тест-96».

Телефоны для справок: 939-30-23, 939-15-29.

**Издательство Московского университета  
готовит к выпуску в 1996 году  
следующие книги:**

**Хаин В. Е., Рябухин А. Г.**

**ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК.** Учебник. — 20 л. (в пер.)

В учебнике рассматриваются особенности современной геологической науки, принципы построения научного исследования, некоторые философские проблемы геологии. Анализируется развитие геологии в контексте общего развития естествознания, дается характеристика основных этапов геологических наук и перспективы геологии XXI в.

Для студентов-геологов.

**Хаин В. Е., Короновский Н. В., Ясаманов Н. А.**

**ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ.** Учебник. — 30 л. (в пер.)

Учебник составлен в соответствии с программой одноименного курса. Излагаются современные представления о длительнейшей (в 4,6 млрд лет) истории Земли — об эволюции ее оболочек, происхождении и развитии атмосферы, гидросферы, образовании и эволюции океанической и континентальной земной коры. Рассмотрены особенности геологических периодов, начиная с вендского, методы исторической геологии, стратиграфии и палеогеографии, становление и развитие органического мира, указаны принципы стратиграфического расчленения и дана характеристика стратотипов. Особое внимание уделено данным об образовании и распаде суперконтинентов и движении континентальных плит, истории климата.

Для студентов геологических специальностей университетов, горных и нефтяных академий.

*По вопросам приобретения этих изданий  
обращайтесь непосредственно в Издательство МГУ  
по тел. 939-33-23, 229-75-41.*