

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

8 / 1984

XXVII СЕССИЯ МГК



Ежемесячный
научный журнал

СОВЕТСКАЯ 8 / 1984 ГЕОЛОГИЯ

4—14 августа
XXVII сессия
Международного
геологического
конгресса



Ежемесячный научный журнал
Орган Министерства геологии СССР
Основан в 1933 году

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор В. М. Волков

Т. В. Билибина, В. А. Вахрамеев, Д. А. Венков,
А. М. Властовский, В. Г. Гарьковец, А. А. Геодекян,
М. В. Голицын, И. С. Грамберг, С. В. Григорян,
М. Н. Денисов, А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов,
А. И. Жамойда (зам. главного редактора), А. Н. Зо-
лотов, Г. А. Израилева (зам. главного редактора),
А. Б. Каждан, Ю. Б. Казмин, Е. А. Козлов,
Н. Э. Краснова (отв. секретарь), Л. И. Красный,
А. И. Кривцов, А. И. Лисицын, Н. В. Межеловский,
В. Д. Наливкин, В. А. Нарсеев, В. А. Низьев,
Л. Н. Овчинников, Н. И. Погребнов, В. Н. Полуэк-
тов (зам. главного редактора), Н. Н. Предтеченский,
Д. А. Родионов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович,
Л. Н. Смирнов, П. Н. Сторчак, В. С. Сурков,
К. И. Сычев, М. А. Фаворская, А. С. Филько,
Н. И. Хитаров, А. Л. Яншин, В. А. Ярмолюк



МОСКВА, «НЕДРА»

Издательство «Недра»,
«Советская геология», 1984

УЧАСТНИКАМ XXVII МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА

Совет Министров СССР приветствует участников XXVII Международного геологического конгресса.

Успехи геологической науки и практики влияют на многие сферы жизни и деятельности людей, в значительной мере способствуют повышению уровня промышленного и сельскохозяйственного производства. Используя новейшие достижения в области космической техники, приборостроения, сверхглубокого бурения, геологи широко проводят исследования строения и эволюции Земли, изучают условия формирования и размещения полезных ископаемых. Совершенствование поисков и разведки месторождений позволяет полнее удовлетворять постоянно растущие потребности человечества в минеральном сырье.

Советское государство всегда придавало большое значение геологии и повышению ее роли в развитии производительных сил, выступало за широкое плодотворное сотрудничество в этой области с учеными и специалистами других стран. Международное сотрудничество позволяет значительно расширить изучение природных ресурсов, внести существенный вклад в решение проблем предупреждения стихийных бедствий и охраны окружающей природной среды.

Постоянный обмен идеями и информацией о последних достижениях в области геологии между учеными разных стран помогает решению многих насущных проблем, стоящих перед человечеством. Без сомнения, работа XXVII Международного геологического конгресса будет содействовать дальнейшему развитию геологических наук, укреплению научно-технических связей различных государств во имя дружбы и взаимопонимания между народами, во имя прочного мира и социального прогресса.

Желаем всем участникам конгресса плодотворной работы, больших творческих успехов в решении стоящих перед ними задач.

СОВЕТ МИНИСТРОВ СССР



ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ДК 553.982.23 : 551.24.052

В. Д. ИЛЬИН, Н. И. КУТУЗОВА (ВНИГНИ),
П. Н. СМЕРНОВ (Союзгеолфонд)

Влияние тектонических нарушений на ловушки нефти и газа в локальных поднятиях

Как известно, тектонические нарушения в локальных поднятиях в одних случаях образуют пути для вертикальной миграции флюидов, что ведет к полному или частичному разрушению ловушек, а в других — экраны, которые осложняют формы ловушек, создают тектонически экранированные ловушки на моноклиналиях. Несмотря на широкое распространение и тех и других случаев, до сих пор не удалось выяснить, какое влияние оказывает конкретное тектоническое нарушение на размеры и само существование ловушки в локальном поднятии. Это связано прежде всего с тем, что до недавнего времени большинство геологов исходило из представления о двухчленном строении природного резервуара, состоящего только из коллектора и покрывки. Практически все породы, не являющиеся коллекторами, рассматривались как непроницаемые флюидоупоры. В последние годы установлено, что природные резервуары, как правило, имеют трехчленное строение — коллектор, истинная покрывка и разделяющая их промежуточная толща, или ложная покрывка. При этом ловушкой служит только часть коллектора в пределах локального поднятия, ограниченная сверху его кровлей, а снизу — подошвой истинной покрывки на критической седловине [1, 2, 3, 4].

Очевидно, невозможно выяснить роль тектонических нарушений, рассматривая как единую практически непроницаемую толщу и ложную покрывку, внутри которой происходит миграция флюидов, и истинную. Только исходя из представления о трехчленном строении природных резервуаров, сопоставляя мощности истинной и ложной покрывки, амплитуды и местоположение нарушений, можно установить закономерности влияния последних на образование, размеры и

формы ловушек в локальных поднятиях и, следовательно, осуществить прогноз этого влияния в каждом конкретном случае.

Для выявления упомянутых закономерностей были изучены тектонически нарушенные локальные поднятия Западного Узбекистана и некоторых других нефтегазоносных районов страны. При этом для обоснования выводов использовались только те объекты, на которых по данным бурения достаточно точно установлены мощности ложных и истинных покрывок. Объекты, недостаточно полно охарактеризованные фактическими данными, привлекались только как дополнительный материал, способствующий выявлению различных возможных случаев влияния дизъюнктивной тектоники.

Проведенный анализ прежде всего подтвердил известное представление о том, что вертикальная миграция флюидов по нарушению в породах, залегающих над покрывкой, возникает лишь тогда, когда вертикальная амплитуда разлома равна или больше мощности (вертикальной толщины) покрывки. Следовательно, при оценке влияния нарушения на размеры, форму и само существование ловушки прежде всего необходимо сопоставить амплитуду нарушения и мощность истинной покрывки. Следует иметь в виду, что данная закономерность справедлива только для последней. Если разделение истинной и ложной покрывок не произведено, то прогноз во многих случаях сделать невозможно.

На многочисленных примерах выяснено, что нарушения, сохраняя целостность истинной покрывки, оказывают значительное влияние на размеры и формы ловушек, а иногда и на само их существование. Характер этого влияния зависит от положения нарушения, его поднятого и опущенного

крыльев, от соотношения мощности ложной покрывки, амплитуды разрыва и той высоты ловушки, которая была бы при отсутствии нарушения. В частности, оказалось, что ловушка может полностью расформироваться даже тогда, когда нарушение образуется за ее пределами. До введения понятия ложной покрывки такие случаи представлялись невозможными. Установлено также, что в результате нарушений вместо одной ловушки могут возникнуть две, с одним или разными уровнями подошв.

Основные возможные случаи влияния дизъюнктивной тектоники на размеры, форму и существование ловушек приведены в виде схемы (рис. 1). Прежде чем переходить к их рассмотрению, необходимо оговорить несколько условий, принятых для удобства изложения. Чтобы определить влияние нарушения, в каждом конкретном случае необходимо представить, какой была бы ловушка в данном локальном поднятии при отсутствии нарушения. Такая ловушка ниже условно именуется первичной. Критическая седловина по подошве истинной покрывки, уровень которой определяет подошву первичной ловушки, называется первичной критической седловиной.

Реально существующая в настоящее время, т. е. при наличии нарушения, ловушка по положению и размерам может полностью соответствовать первичной ловушке. В других случаях только часть существующей нарушенной ловушки (в несмещенном крыле) соответствует части первичной ловушки, а другая — не соответствует. Эта последняя часть ловушки может быть названа новой, или новообразованной. Может быть новой, не соответствующей первичной ловушке, и вся нарушенная ловушка. Критическая седловина, не совпадающая с первичной, также может быть названа новой критической седловиной.

Принято считать, что активным, т. е. поднявшимся или опустившимся, является то крыло, которое по отношению к плоскости нарушения расположено так же, как ловушка по отношению к критической седловине (на рис. 1 — левое крыло). Предполагается, что в пределах каждой схемы (см. рис. 1) амплитуда перемещения по-

стоянна независимо от расстояния от плоскости нарушения, а мощность коллектора больше, чем амплитуда разрыва.

Следует отметить, что в статье понятия «мощность», «амплитуда», «равны», «больше», «меньше» в ряде случаев применяются с известной условностью. Естественно, что при больших углах наклона надо учитывать вертикальную амплитуду нарушения и вертикальную толщину покрывок. В реальных условиях, например, чтобы в результате нарушения возникла вертикальная миграция флюидов, истинная покрывка не обязательно должна быть разорвана на полную мощность: она перестает выполнять роль покрывки, даже если небольшая ее часть (различная в разных условиях) не нарушена разломом. Для простоты описания этими особенностями целесообразно пренебречь.

В каждом ряду на рис. 1 последовательно даны схемы, показывающие различные положения нарушения по отношению к одной и той же первичной ловушке; 1 и 2 — соответственно у края и на крыле первичной ловушки, удаленных от критической седловины; 3 — в своде первичной ловушки; 4 и 5 — соответственно в верхней и нижней частях крыла локального поднятия, обращенного к первичной критической седловине; 6 — на первичной критической седловине; 7 — в удалении от первичной критической седловины в сторону, противоположную первичной ловушке.

При сохранении целостности истинной покрывки ($A_{тн} \leq M_{ип}$) характер влияния нарушения, как выяснилось прежде всего зависит от положения его поднятого крыла. В рядах А и Б поднятым крылом нарушения является левое, т. е. расположенное по отношению к плоскости нарушения так же, как первичная ловушка по отношению к критической седловине. В ряду А рассмотрены случаи, когда $A_{тн} > M_{ип}$, в ряду Б, когда $A_{тн} \leq M_{ип}$. В обоих рядах в колонке 1 первичная ловушка сохраняется полностью, но в поднятом крыле нарушения возникает новая часть ловушки, ограниченная кровлей коллектора, плоскостью нарушения и уровнем первичной критической седловины по подошве истинной покрывки.

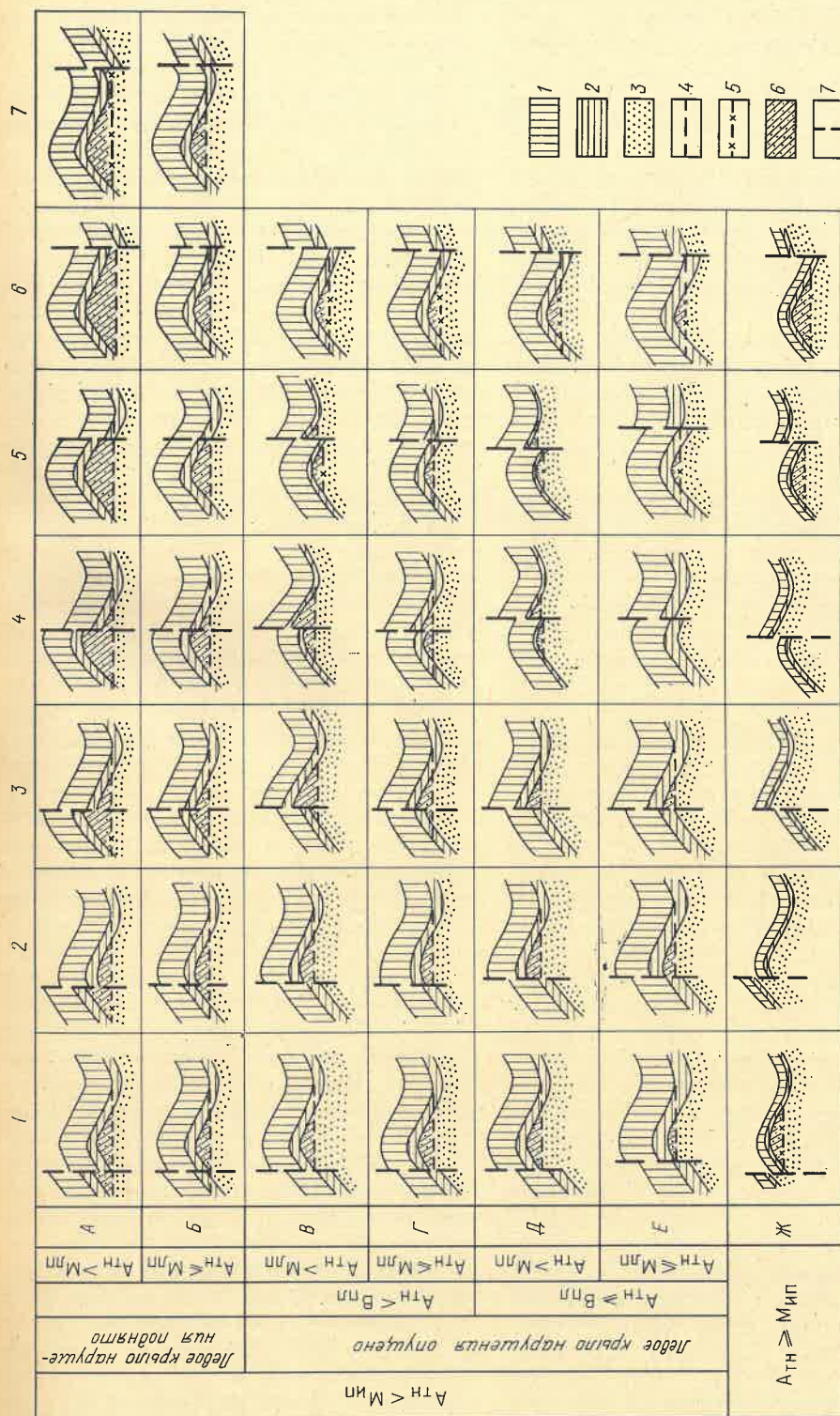


Рис. 1. Схемы изменения размеров и форм ловушек нефти и газа в локальных поднятиях при различных тектонических нарушениях: 1 — истинная покрывка; 2 — ложная покрывка; 3 — коллектор; 4 — уровень первичной критической седловины, которая существовала до нарушения; 5 — уровень критической седловины, возникшей после нарушения; 6 — ловушка нефти и газа; 7 — тектонические нарушения.

Рис. 1. Схемы изменения размеров и форм ловушек нефти и газа в локальных поднятиях при различных тектонических нарушениях: 1 — истинная покрывка; 2 — ложная покрывка; 3 — коллектор; 4 — уровень первичной критической седловины, которая существовала до нарушения; 5 — уровень критической седловины, возникшей после нарушения; 6 — ловушка нефти и газа; 7 — тектонические нарушения.

Эта новая часть ловушки, соприкасающаяся с первичной, не может быть названа тектонически экранированной, так как тектоническим экраном служит в ряду *A* лишь самая верхняя ее часть (высота которой равна разности $A_{тн} - M_{лп}$).

Если бы нарушение находилось не у края первичной ловушки, а на таком удалении от него, при котором кровля коллектора в поднятом крыле не поднялась выше уровня первичной критической седловины, то в ряду *B* в поднятом крыле ловушка вообще бы не образовалась, а в ряду *A* существовала бы небольшая самостоятельная тектонически экранированная ловушка с высотой, равной $A_{тн} - M_{лп}$. Легко рассчитать, что для этого удаление от края первичной ловушки должно быть больше произведения амплитуды нарушения на котангенс угла наклона крыла локального поднятия.

В колонках 2, 3, 4 показано, что чем ближе к первичной критической седловине расположено нарушение, тем меньше становится остаточная часть ловушки и больше — новая, высота которой всегда превышает высоту условной части соответствующей части первичной ловушки на амплитуду нарушения. В колонке 5 видно, что при наличии нарушения в нижнем крыле локального поднятия за пределами первичной ловушки новая ловушка, естественно, уже не имеет остаточной части. Когда нарушение приурочено к первичной критической седловине (колонка 6), последняя сохраняет свое значение, в связи с чем высота новой ловушки превышает высоту первичной на амплитуду нарушения. При этом в ряду *A* приподошвенная часть новой ловушки экранируется нарушением на критической седловине; высота экрана равна разности $A_{тн} - M_{лп}$.

В колонке 7 видно, что при удалении нарушения от первичной критической седловины за пределы локального поднятия появляется новая критическая седловина, имеющая все более высокую отметку. При этом высота новой ловушки постепенно убывает, как и высота ее приподошвенной экранированной части в ряду *A*. При удалении нарушения от первичной критической седловины на расстояние,

равное произведению разности $A_{тн} - M_{лп}$ на котангенс угла наклона слоев, новая ловушка в обоих рядах (*A* и *B*) становится равной первичной (находится выше первичной на амплитуду нарушения), но в ряду *A* возникает небольшая самостоятельная тектонически экранированная ловушка на моноклинали.

Таким образом, при соотношении крыльев тектонического нарушения, принятом в рядах *A* и *B*, вторичная ловушка всегда больше первичной, если нарушение находится в пределах последней и даже на некотором удалении от нее за критическую седловину. Интересно отметить, что в случае *A7* краевая часть кровли вторичной ловушки, примыкающая к новой критической седловине, имеет вогнутую форму.

В рядах *B*, *Г*, *Д*, *Е* левое крыло нарушения рассматривается как активное опустившееся. При таком положении крыльев характер влияния дизъюнктива в основном зависит от соотношения его амплитуды и высоты первичной ловушки. Кроме того, имеет определенное значение соотношение амплитуды нарушения и мощности ложной покрывки. В рядах *B* и *Г* она принята меньшей, а в рядах *Д* и *Е* — большей высоты первичной ловушки или равной ей. При этом в рядах *B* и *Д* амплитуда разрыва больше мощности ложной покрывки, а в *Г* и *Е* — меньше ее (или равна ей).

Во всех случаях при образовании нарушения у края ловушки, удаленного от критической седловины, ловушка остается равной первичной (см. рис. 1). Когда нарушение приурочено к нижней части крыла первичной ловушки, удаленного от критической седловины, ловушка сохраняется только в правом несмещенном крыле нарушения, т. е. является остаточной частью первичной (см. рис. 1, 2).

На схемах 3 и 4 в рядах *B* и *Г* видно, что чем ближе к своду первичной ловушки находится нарушение, тем вероятнее появление наряду с несмещенной остаточной частью первичной ловушки и новообразованной части (в левом крыле нарушения). В целом нарушенная ловушка в кровле коллектора имеет уступ по разлому, высота которого равна амплитуде последнего.

Для рядов *B* и *Г* разница в степени влияния нарушения существенной не является только тогда, когда оно приурочено к нижней части крыла локального поднятия, обращенного к критической седловине (см. рис. 1, 5). В ряду *B*, где $A_{тн} > M_{лп}$ при более высоком положении нарушения образуются две ловушки с одним уровнем подошвы, при более низком — из двух ловушек только одна (остаточная в несмещенном крыле) имеет прежний, а новая ловушка — более низкий уровень подошвы, так как формируется новая критическая седловина по подошве истинной покрывки. В ряду *Г*, где $A_{тн} \leq M_{лп}$, две ловушки могут иметь только один уровень подошвы, соответствующий уровню первичной критической седловины. Новая, более низкая критическая седловина возникает только тогда, когда нарушение проходит за пределами первичной ловушки. В обоих рядах с приближением нарушения к критической седловине остается только одна новая ловушка, уровень подошвы которой все более снижается. Когда дизъюнктив проходит через первичную критическую седловину, новая ловушка становится равной по размерам первичной, но смещается вниз на амплитуду разрыва.

Таким образом, при $A_{тн} < V_{пл}$ одна или две ловушки всегда существуют, но две ловушки с разными уровнями подошвы могут быть только при $A_{тн} > M_{лп}$ в случае, если нарушение приурочено к нижней части крыла поднятия, обращенного к первичной критической седловине. Ловушка (или сумма двух ловушек) всегда меньше первичной, кроме случаев, когда нарушение находится на критической седловине или на крыле поднятия, за пределами первичной ловушки. Новая критическая седловина появляется ниже первичной седловины, когда расстояние от нарушения до первичной критической седловины меньше произведения амплитуды нарушения на котангенс угла наклона слоев.

В рядах *Д* и *Е* даже тогда, когда нарушение находится в сводовой части поднятия (колонка 3), существует только остаточная часть первичной ловушки в несмещенном крыле нарушения. При условии, что нарушение

находится на крыле поднятия, обращенном к первичной критической седловине, может быть несколько случаев. Если $A_{тн} > M_{лп}$ (ряд *Д*), то еще при положении нарушения в пределах первичной ловушки наряду с остаточной ее частью в несмещенном опущенном крыле появляется новая ловушка с более низким уровнем подошвы (4). При смещении нарушения в сторону первичной критической седловины остаточная ловушка исчезнет, а новая — растет за счет понижения уровня подошвы (колонка 5). Когда нарушение находится на первичной критической седловине, новая ловушка равна первичной, но опущена на амплитуду разрыва.

Если $A_{тн} \leq M_{лп}$, то образование двух ловушек исключено. Когда нарушение смещается за пределы первичной ловушки (в сторону критической седловины), остаточная ловушка исчезает, а новая появляется далеко не сразу. Возникает положение, когда первичная ловушка полностью расформировалась (колонка 4). И лишь тогда, когда расстояние от нарушения до первичной критической седловины становится меньше произведения высоты первичной ловушки на котангенс угла наклона крыла поднятия, появляется новая ловушка в опущенном крыле с более низким уровнем подошвы, ниже, чем у первичной ловушки на амплитуду нарушения. Дальнейшее перемещение нарушения в сторону первичной критической седловины ведет к росту новой ловушки за счет понижения уровня ее подошвы.

Таким образом, при $A_{тн} \geq V_{пл}$ две ловушки могут существовать только в случае, когда $A_{тн} > M_{лп}$, обязательно имея разные уровни подошвы. Если $A_{тн} \leq M_{лп}$, наличие двух ловушек исключено и вполне закономерен случай, когда первичная ловушка полностью расформировывается. Как и в рядах *B* и *Г*, ловушка (сумма двух ловушек) в колонках 2, 3, 4, 5 всегда меньше первичной.

В ряду *Ж* рассмотрен случай, когда амплитуда тектонического нарушения превышает мощность истинной покрывки. При этом положение поднятого и опущенного крыльев значения не имеет. Пока нарушение находится на таком удалении от свода, что вы-

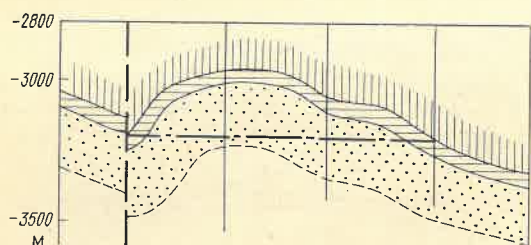


Рис. 4. Геологический разрез месторождения Зафар
Усл. обозн. см. рис. 2

ожидать случай Ж5 или Ж4. Однако истинная покрывка над XII горизонтом (плотные глины низов альба) по взбросу пришла в совмещение с истинной покрывкой IX продуктивного горизонта (глины турона). В результате совмещения две разные ловушки (XIII и IX горизонтов) в каждом куполе образовали одну ловушку. Высота ловушки в западном куполе оказалась равной 45, а в восточном 80 м.

На месторождении Зафар тектоническое нарушение (крутой взброс) приурочено к участку критической седловины (рис. 4). Брахиантиклиналь по кровле XV продуктивного горизонта имеет длину 12, ширину 7 км и высоту 236 м; мощность истинной покрывки 200, ложной 40 м. По взбросу складка опущена на 65 м. Таким образом, здесь амплитуда нарушения меньше высоты первичной ловушки (194 м) и мощности истинной покрывки, но больше мощности ложной покрывки. Поскольку взброс находится на участке критической седловины, этот пример отвечает случаю В6, когда нарушение могло только переместить ловушку, не повлияв на ее размеры.

Как было установлено раньше [2, 3], в нефтегазоносных районах Запад-

ного Узбекистана все ловушки целиком заполнены углеводородами. Это положение подтверждается установленными нами закономерностями. Во всех поднятиях ловушки, сохранившиеся после возникновения нарушений, заполнены углеводородами до самого подошвенного их уровня, там, где ловушки из-за влияния дизъюнктивов разрушены (Западный Гордан, восточный купол месторождения Сарыча), отсутствуют и залежи углеводородов. Эти факты подтверждают таким образом, правильность сделанных выводов.

Рассмотренные закономерности методика анализа влияния тектонических нарушений могут использоваться при прогнозировании размеров, форм и существования ловушек нефти и газа в нарушенных локальных поднятиях. Очевидно, что для такого прогноза надо иметь представление о мощностях истинной и ложной покрывки, амплитуде нарушений, положений нарушений, его поднятого и опущенного крыльев относительно локального поднятия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Качественная характеристика ловушек/Н. И. Высочанский, В. Г. Демьянчук, Д. Е. Незельский, А. М. Палий. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1981, вып. 2, с. 2—6.
2. Локальный прогноз нефтегазоносности на основе анализа строения ловушек в трехслойном резервуаре (методические рекомендации). М., ВНИГНИ, 1982.
3. Методика локального прогноза нефтегазоносности юрских карбонатных отложений Узбекистана/В. Д. Ильин, В. П. Строганов, Л. Н. Смирнов и др. — Сов. геология, 1982, № 4, с. 15—27.
4. Филиппов Б. В. Типы природных резервуаров нефти и газа. Л., Недра, 1967.

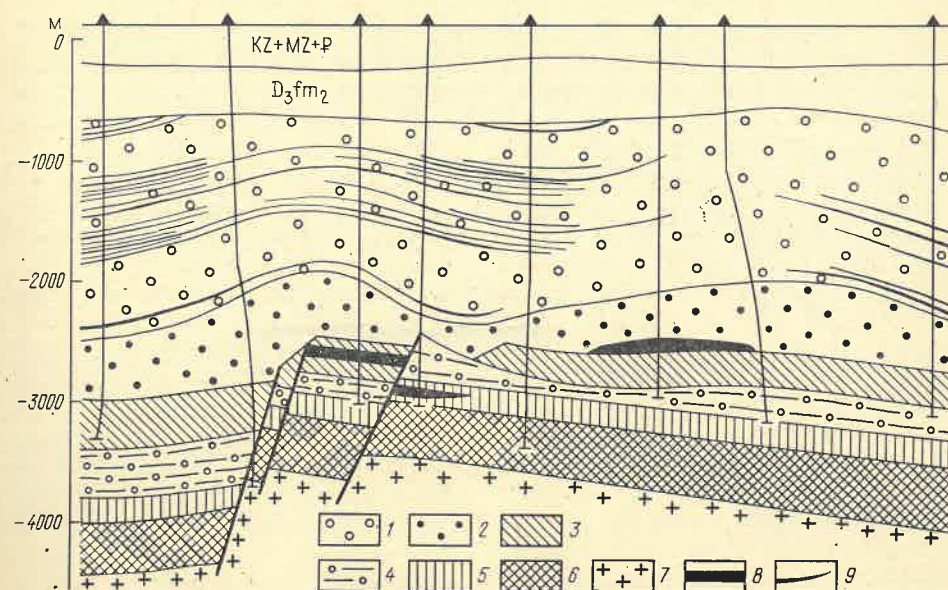


Рис. 1. Геологический разрез Мармовицкого и Полесского месторождений нефти.

1 — калиеносная субформация; 2 — галитовая субформация; 3 — межсолевой комплекс; 4 — верхнефранская соленосная формация; 5 — подсолевой карбонатный комплекс; 6 — подсолевой терригенный комплекс; 7 — кристаллический фундамент; 8 — нефтяные залежи; 9 — калийные горизонты

лизируются продуктивные толщ (горизонты) — подсолевые или межсолевые (в случае нескольких соленосных толщ), а сами соленосные отложения остаются практически неисследованными. Однако особенности строения и состава соленосных формаций несут надежную информацию, необходимую для выделения палеопрогибов и палеоподнятий, а следовательно, и ловушек углеводородов. Кроме того, применение метода мощностей для палеотектонического анализа подсолевых или межсолевых отложений мощных эвапоритовых толщ, затронутых соляным тектогенезом, затруднительно, а нередко и невозможно [14]. В таких случаях для выяснения палеотектонической обстановки необходимо изучать литофации и состав пород.

Тектоника воздействует на седиментогенез через рельеф дна бассейна [9]. Даже сравнительно слабые движения вызывают изменения рельефа, что сказывается на осадконакоплении и в конечном счете обуславливает взаимосвязь состава пород с положением разреза относительно структуры, причем в большинстве случаев состав и физические свойства осадков более чутко реагируют на тектоническое положение, чем их мощности.

Сказанное относится и к соленосным отложениям и поэтому, когда невозможно применить метод мощностей, ценную информацию могут дать их состав и строение. Это позволяет выявлять как особенности палеоструктуры подсолевого ложа, так и конседиментационные структуры в собственно соленосных отложениях. Так, калийные соли накапливаются в наиболее погруженных частях неравномерно и интенсивно прогибавшегося дна бассейна [13]. Образование конседиментационных локальных положительных соляных структур и сопряженных с ними прогибов и мульд приводило к скоплению наиболее тяжелых и насыщенных по KCl растворов и образованию калийных солей в палеопрогибках и на погруженных склонах положительных структур. Следовательно, анализ распространения калийных горизонтов позволяет выявлять особенности палеоструктуры подсолевого ложа и может быть применен для поиска нефтегазовых залежей, связанных со структурами, интенсивное формирование которых продолжалось и во время накопления калиеносных образований [2, 12].

В качестве примера на рисунках 1 и 2 показаны соотношения нефтяных залежей и калийных горизонтов в

УДК 552.53 : 551.248.1 : 553.98(476-13)

Э. А. ВЫСОЦКИЙ, В. З. КИСЛИК, А. М. СИНИЧКА (БелНИГРИ)

Анализ строения соленосных формаций при поисках залежей углеводородов

Наиболее эффективным из геологических методов поисков залежей нефти и газа является палеотектонический анализ и, в частности, метод мощностей и фаций, хотя применение па-

леотектонического анализа в соленосных бассейнах вызывает определенные затруднения. В таких бассейнах при поисках залежей нефти и газа весьма тщательно и всесторонне ана-

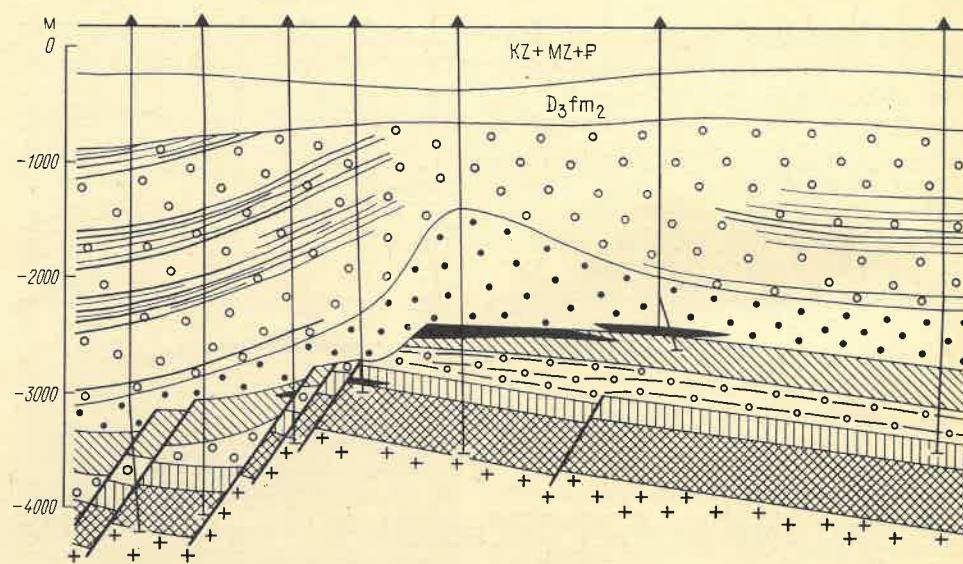


Рис. 2. Геологический разрез Давыдовского месторождения нефти
Усл. обозн. см. рис. 1

верхнефаменской соленосной формации на Мармовичском, Полесском и Давыдовском месторождениях Припятского прогиба. Над залежами нефти, связанными с отложениями межсолевого комплекса или нижней частью разреза галитовой субформации («переходная» ангидритовая пачка), в верхнефаменской соленосной формации наблюдается первичноседиментационное выклинивание большинства калийных горизонтов и интенсивное их развитие на погруженных склонах палеоструктур и в палеопрогибах.

Таким образом, наибольшее количество калийных горизонтов и максимальные их мощности приурочены к понижениям палеорельефа. Зоны значительного уменьшения мощности калийных горизонтов или полного их выклинивания соответствуют древним поднятиям (валам), конседиментационно развивавшимся во время солеотложения и проявившимся в палеоструктуре межсолевого комплекса. Такими локальными структурами чаще всего бывают брахиантиклинали, антиклинали или отдельные их части, продолжавшие испытывать подъем (отставание в опускании), а также различные рифогенные тела и постройки, т. е. объекты, с которыми обычно связаны ловушки углеводородов структурного и неструктурного типов.

Особо подчеркнем, что для выявления положительных структур, конседиментационно развивавшихся во время образования калиеносных отложений, важно учитывать не вообще отсутствие калийных залежей, а именно и первичноседиментационное выклинивание к сводам палеоподнятий, так как над некоторыми поднятиями калийные отложения уничтожены процессами древнего подземного выщелачивания или прорваны и разрушены тектонически активными соляными массами. Поэтому региональные карты калиеносности (количества и суммарных мощностей калийных горизонтов в разрезе) отражают по существу и первичноседиментационный и постседиментационный факторы. Однако постседиментационные изменения сравнительно легко узнаются и могут быть учтены.

Для локального прогноза особое значение приобретает изучение строения калийных залежей при прослеживании их от синклиналий к сводам поднятий. В ряде случаев изохронные части соленосного разреза на положительных и отрицательных структурах могут содержать практически одинаковое количество калийных залежей. Это отмечается в зонах бассейна, не испытывавших во время солеотложения контрастных дифференцированных тектонических движений.

Однако тщательный анализ разрезов калийных горизонтов Припятского прогиба показывает, что в пределах палеопрогибов они характеризуются более полным строением (больше калийных пакетов в слоях, слоев в пластах или даже самих пластов). Следовательно, изменение строения калийных залежей также можно использовать для выявления малоамплитудных палеоподнятий в соленосных и подстилающих их отложениях.

Изучение особенностей состава калийных залежей также дает ценную информацию для палеотектонического анализа. Поскольку продукты более высоких стадий сгущения морской воды накапливаются в наиболее интенсивно прогибавшихся и лабильных зонах (палеопрогибах), то отдельные горизонты в них представлены и более полными наборами калийных или калийно-магнелиевых пород, чем на палеоподнятиях. Так, карналлитовые залежи в Припятском прогибе обычно развиты в синклиналиях зонах и отсутствуют на палеоподнятиях. По данным опробования керн солевых скважин в северо-западной части Припятского прогиба [3], даже на слабо выраженных в палеорельефе поднятиях содержание нерастворимого в воде остатка в калийных слоях уменьшается, а погружениях — увеличивается.

Калийные соли как критерий поиска залежей углеводородов эффективно применяются в Западном Узбекистане. Изменение мощности прослоев гамма-активных солей и рапопроявлений в верхней части разреза верхнеюрских соленосных отложений позволяет оценить перспективность на нефть и газ подсоловых отложений до их вскрытия бурением [1]. Увеличение мощности интервала указывает на положение скважины в нерифовой (более погруженной части) разреза и на отсутствие в нем коллекторов с промышленным содержанием углеводородов.

Таким образом, анализ площадного распространения калийных залежей, а также изменения их мощности, строения и состава позволяет выявлять в палеорельефе конседиментационные поднятия и участки относительно мелководные, которым, как правило, подстилающим отложениям отвечают

также палеоподнятия или зоны развития органогенных построек.

Однако использование калийных горизонтов возможно не для всех соленосных бассейнов, поскольку пластовые, а тем более многоярусные залежи калийных солей в большинстве из них отсутствуют. Этот метод также малоэффективен при анализе регионов, где калийные соли развиты на ограниченной площади. Кроме того, калийные соли обычно приурочены к верхним частям соленосных формаций и, следовательно, этапы накопления подсоловых образований и начала калиеносности разделены значительным интервалом времени. Поэтому для анализа необходимо использовать и другие критерии, в частности пласты и пачки каменной соли, залегающие в нижних частях соленосных разрезов.

Обобщение особенностей строения и состава разрезов многих соленосных формаций, развитых как на территории СССР, так и за рубежом, показывает, что процесс солеотложения, как правило, начинается не одновременно на всей площади бассейна, а вначале в наиболее прогнутых или интенсивно прогибавшихся участках дна. В сторону палеоподнятий (краевые зоны, локальные палеоподнятия внутри бассейна) мощность соляных пластов уменьшается и нередко они выклиниваются на их сводах. Таким образом, мощности самых нижних в разрезе соляных пластов и пачек отражают рельеф дна бассейна, а следовательно, и палеоструктуру подсолового ложа. Выделение палеопрогибов и поднятий особенно эффективно, когда имеются выдержанные и надежно коррелируемые по простиранию неосоляные пачки-реперы, позволяющие надежно проследить особенности выклинивания соляных пластов в региональном плане, а также в пределах внутрибассейновых структур.

Характерной особенностью строения нижних ритмопачек верхнефранской соленосной формации Припятского прогиба является неравномерная соленасыщенность их по площади [5]. В региональном плане пласты и пачки каменной соли постепенно выклиниваются или замещаются карбонатно-сульфатными породами в западном направлении. Аналогичные изменения

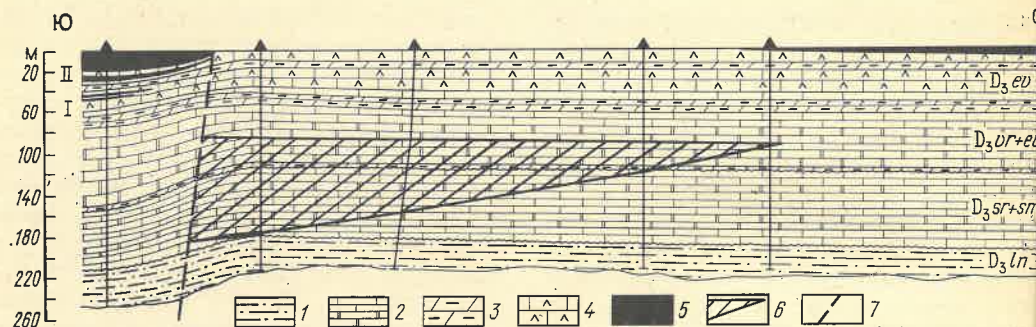


Рис. 3. Палеогеологический профиль Вишанского нефтяного месторождения к началу накопления осадков ритмопачки III верхнефранской соленосной формации

строения нижней части разреза формации отмечаются и в локальном плане. Так, в сводовой части наиболее крупной в регионе Речицко-Вишанской структуры, заложившейся в среднем девоне и интенсивно развивавшейся в франское время, пласты каменной соли присутствуют только начиная с третьей ритмопачки, реже со второй. На северных и южных крыльях структуры достаточно мощные пласты каменной соли отмечаются во второй, а в скважинах, удаленных от свода, — и в первой ритмопачке. Пласты и пачки каменной соли нижних ритмопачек (I и II) компенсируют погруженные участки рельефа подсолевого ложа (рис. 3). Зона выклинивания пластовых залежей каменной соли отражает сводовую часть палеоподнятия, к которой и приурочена залежь нефти в подсолевом карбонатном комплексе.

В пределах другой крупной зоны — Буйновичско-Наровлянской — наблюдается аналогичная картина. Пласты и пачки каменной соли в основании разреза верхнефранской соленосной формации присутствуют на северном и южном крыльях локальных положительных структур (Николаевской, Ельской и др.) и выклиниваются к их сводам.

Для палеопрогибов Припятского прогиба характерен наиболее полный стратиграфический разрез верхнефранской соленосной формации, в том числе и в разрезах нижних ритмопачек. В центральной и южной частях региона наблюдается появление пластов каменной соли и даже ниже рит-

1 — терригенные песчано-глинистые породы, 2 — известняки, доломиты; 3 — карбонатно-глинистые; 4 — сульфатно-карбонатные; 5 — каменная соль; 6 — залежи нефти; 7 — зона структурообразующего разлома; I—II — ритмопачки

мопачки I. В палеопрогибах увеличивается общая мощность нижних ритмопачек на первые десятки метров главным образом за счет появления пластов и пачек каменной соли и меньшей степени в связи с увеличением мощности карбонатно-глинистых или карбонатно-сульфатных пластов. Изменение мощности ритмопачек средней части разреза формации не столь характерно [5, 8].

На палеоподнятиях мощность нижних ритмопачек уменьшается, что сопровождается, как правило, выклиниванием (частично возможно замещением) пачек и пластов каменной соли. В подсолевом карбонатном комплексе, особенно в продуктивной его части, нередко наблюдается, наоборот, некоторое увеличение мощности разреза. Здесь же карбонатные пласты обогащаются органично-детритовым материалом и появляются органические тела [6, 10], в связи с чем палеоподнятия обладают повышенными коллекторскими свойствами.

Большинство месторождений и залежей нефти в подсолевом карбонатном комплексе Припятского прогиба связано с древними валами и палеоподнятиями. Поэтому отмеченная закономерность, а именно последовательное выклинивание в нижней части верхнефранской соленосной формации пластов и пачек каменной соли к сводам палеоподнятий или резкое уменьшение их мощности, — может быть использована при нефтепоисковых работах. Поскольку зонам выклинивания соляных пластов и пачек не-

редко соответствуют в подсолевых отложениях участки развития органических тел, эту особенность можно использовать и при их прогнозировании и оконтуривании.

Указанные закономерности отмечаются и в большинстве других районов развития соленосных формаций (бортовая зона Прикаспийской впадины, Днепровско-Донецкая впадина, Среднеевропейский цехштейновый бассейн, западно-Канадский бассейн и др.) и могут быть использованы при палео-

тектонических реконструкциях и поисках залежей углеводородов. Особенности изменения мощности и характера выклинивания соляных пачек (волгоградская и балыклейская) в низах разреза кунгурской соленосной формации эффективно применяются при поисках залежей нефти и газа во внешней бортовой зоне Прикаспийской впадины [7].

Выявление локальных палеоструктур в пределах малоразбуренных площадей затруднено. Однако если изменение мощности нижних ритмопачек значительные (30—50 м и более), что вполне реально при наличии крупномасштабных подсолевых структур, то при достаточно высокой точности сейсмических исследований на временных разрезах в подошве соленосной формации должны фиксироваться «сейсмические клинья» отражающих горизонтов, раскрывающиеся в сторону палеопрогибов. Поэтому необходимо проводить сейсмические построения по нескольким отражающим горизонтам подошвы соленосных формаций, и появление «клиньев» между ними будет указывать на наличие палеоструктур в подсолевом комплексе, а следовательно, и возможных ловушек углеводородов. Успешное решение такой задачи возможно, что подтверждается опытом работ в пределах внешней бортовой зоны Прикаспийской впадины [7].

Существенно помогает при палеотектонических построениях анализ распространения и изменения мощности ангидритов и карбонатно-сульфатных пород, залегающих в нижних частях разрезов соленосных формаций. При рассмотрении особенностей строения и состава верхнефранской галитовой субформации Припятского

прогиба, являющейся региональным флюидоупором для залежей нефти, сосредоточенных в межсолевом комплексе, нами выявлены определенные взаимосвязи между распространением, характером изменения мощности, структурно-текстурными особенностями сульфатных пород и положением их относительно палеоструктур. Наиболее информативна при этом нижняя часть разреза галитовой субформации (ритмопачки I и II), так как она наиболее четко отражает палеоструктуру межсолевого комплекса на начальном этапе позднефранского соленакпления.

На рис. 4 приведена схема изменения литофаций нижней части разреза в пределах наиболее изученной северной зоны региона, составленная Б. А. Протасевичем и Э. А. Высоцким. Литофациальные поля, представленные преимущественно каменной солью, распространены наиболее широко и в плане отвечают палеопрогибам. Обращает внимание развитие сравнительно мощных тел, сложенных преимущественно ангидритами, которые образуют протяженные зоны как внутри прогиба, так и по его периферии. В первом случае они пространственно связаны с палеоподнятиями, существовавшими ко времени перекрытия карбонатных пород межсолевого комплекса эвапоритовыми отложениями, а во втором — с краевыми мелководными частями бассейна. На сводах наиболее четко выраженных и контрастно развивавшихся палеоподнятий ангидритовые тела нередко отсутствуют (особенно часто разрез ритмопачки I). Внутри бассейна ангидритовые тела тяготеют к склонам палеоподнятий, в сторону палеопрогибов они замещаются каменной солью, а на сводах положительных структур уменьшаются в мощности и нередко отсутствуют. Мощность этих тел варьирует от нескольких до 100 м и более (Вишанская, Давыдовская, Полесская и другие площади). В разрезах большой мощности они представлены преимущественно ангидритами или карбонатно-сульфатными породами с редкими прослоями мергелей и известняков. На западе региона в районе Бриневской площади широко развиты также гипсы и гипс-ангидритовые по-

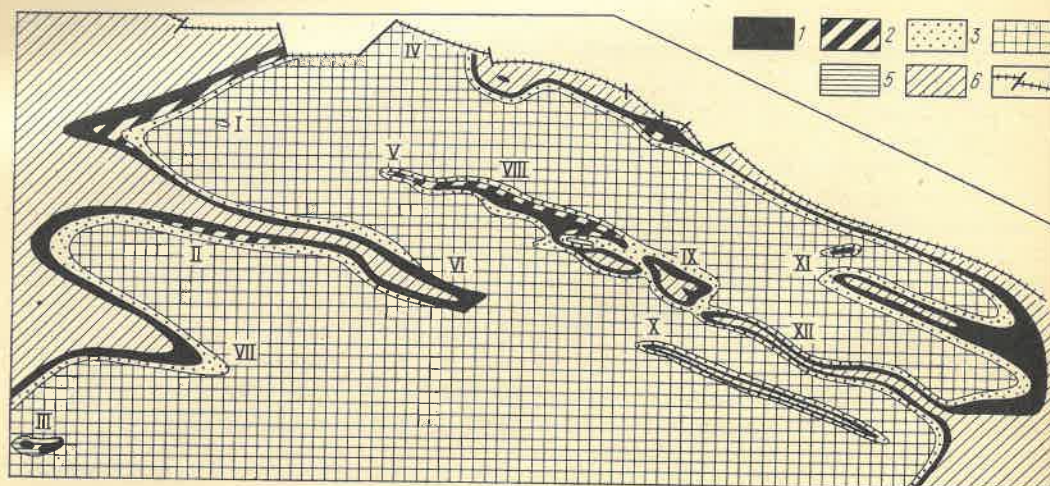


Рис. 4. Схематическая литолого-фашиальная карта нижней части разреза (ритмопачки I—II) галитовой субформации

1 — ангидриты и карбонаты (<25 %); 2 — ангидриты и каменная соль (<50 %); 3 — каменная соль (50—75 %) и ангидриты; 4 — каменная соль (>75 %); 5 — гипс (>50 %), карбонаты и терригенные породы; 6 —

зоны отсутствия отложений ритмопачек I и II. 7 — Северо-Припятский краевой разлом; площади: I — Борисовская, II — Червоно-Слободская, III — Бриневская, IV — Кнышевская, V — Вишанская, VI — Северо-Домановичская, VII — Копаткевичская, VIII — Полесская, IX — Осташковичская, X — Золотухинская, XI — Восточно-Первомайская, XII — Речицкая.

роды. Встречаются прослои и слои алевролитов и песчаников.

Изменение текстур сульфатных пород связано с положением разреза относительно палеоструктуры. Так, в присводовых частях палеоподнятий широко развиты сульфатные породы брекчиевидной, пятнистой и линзовидно-желваковой текстуры. Наиболее типичны разновидности с брекчиевидной текстурой, обусловленной присутствием обломков (известняков, мергелей и других пород), сцементированных ангидритом в виде линз и желваков. Карбонатные обломки кавернозные, часть каверн заполнена ангидритом. Отмечаются включения битумов и пирит. В пределах погруженных склонов появляются массивные и слоистые разновидности.

Как видно из сопоставления литофашиальных карт нижней части разреза галитовой субформации и межсолевого комплекса [4], зоны органогенных образований согласуются с зонами развития ангидритовых тел. Над наиболее четко выраженными органогенными массивами ангидритовые тела отсутствуют.

В северной части Припятского прогиба большинство выявленных в межсолевом комплексе залежей нефти приурочено к зонам развития ангидритовых тел в низах галитовой суб-

формации (Восточно-Вишанское, Давыдовское, Сосновское, Александровское, Березинское и другие месторождения). На контрастно и интенсивно развивавшихся палеоподнятиях ангидриты в плане как бы окаймляют залежи нефти в межсолевом комплексе, над ними отсутствуют (Осташковское месторождение). В ряде случаев залежи углеводородов связаны с собственно ангидритовыми телами (Полесское, Давыдовское и др.), которые не являются покрывкой и не экранируют скопления углеводородов в межсолевом комплексе, но, как правило, перекрыты соленосным флюидоупором. Следовательно, они могут рассматриваться как самостоятельные объекты для проведения поисковых работ на нефть.

Использование особенностей строения и состава нижней части разреза галитовой субформации позволит прогнозировать в нижнефаменском межсолевом комплексе Припятского прогиба развитие зон органогенных образований, выявлять отдельные тела, палеоподнятия и палеопрогибы. Уже имеется опыт использования особенностей изменения мощности ангидритовых образований для прогнозирования размещения рифогенных массивов в подсолевых (или межсолевых) отложениях. Так, рифогенные постройки в

карбонатных отложениях верхней юры Западного Узбекистана прогнозировались с учетом выявленной закономерности: мощность нижних ангидритов и нижней соли уменьшается над положительными формами палеорельефа карбонатной толщи и увеличивается в отрицательных структурах [11].

Таким образом, характер изменения мощности и выклинивания калийных горизонтов, пластов каменной соли, ангидритовых тел можно использовать в качестве поисковых критериев для обнаружения положительных форм палеорельефа в подсолевом ложе, с которыми во многих соленосных бассейнах связаны залежи углеводородов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А. с. № 569990 (СССР). Способ определения неперспективности горных пород на нефть и газ в зонах развития рифовых фаций, перекрытых соленосными отложениями/В. Д. Ильин, С. П. Максимов, А. Н. Золотов, В. А. Загоруйко. Оpubл. в Б. И., 1977, № 31, с. 159.
2. Высоцкий Э. А., Кислик В. З., Ерошина Д. М. О выявлении конседиментационных структур на основании анализа распространения калийных солей. — Докл. АН БССР, 1974, т. 18, № 7, с. 642—644.
3. Высоцкий Э. А., Кислик В. З., Петрова Н. С. О влиянии палеотектоники на характер изменения состава калийных горизонтов. — Докл. АН БССР, 1980, т. 24, № 8, с. 736—739.
4. Девонская межсолевая толща Припятской впадины/А. С. Махнач, И. И. Урьев, С. А. Кручек и др. Минск, Наука и техника, 1981.
5. Девонские соленосные формации Припятского прогиба/Р. Г. Гарецкий, В. З. Кислик, З. А. Высоцкий и др. Минск, Наука и техника, 1982.
6. Демидович Л. А., Линник Л. С. О закономерностях палеобиогеографического и палеотектонического размещения зон органогенных построек. — Докл. АН БССР, 1982, т. 26, № 1, с. 63—66.
7. Использование особенностей строения галогенных отложений для прогнозирования перспектив нефтегазоносности подсолевого комплекса в пределах внешней бортовой зоны Прикаспийской впадины/Ю. А. Писаренко, С. Б. Файницкий, Е. Г. Скорнякова, Ю. И. Никитин. — В кн.: Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. Новосибирск, Наука, 1982, с. 54—58.
8. Кислик В. З., Высоцкий Э. А. Тектоническое развитие Припятской впадины во время соленакпления. — В кн.: Проблемы тектоники территории БССР. Минск, 1974, с. 136—143.
9. О взаимосвязи осадочных и тектонических процессов на локальных структурах/Г. А. Каледа, М. А. Алексеева, Н. Н. Бакун и др. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. 1. М., Наука, 1970, с. 159—172.
10. О распространении органогенных построек в палеозойских отложениях Белоруссии/А. С. Махнач, С. А. Кручек, В. К. Голубцов, И. И. Урьев. — В кн.: Рифогенные образования нефтеносных областей Русской платформы. М., 1976, с. 171—179. (Тр. ВНИГНИ, вып. 194).
11. Прогноз размещения рифогенных массивов в Западном Узбекистане/И. П. Соколов, Н. А. Зеленин, Г. А. Поляков, Т. И. Убайходжаев. — Геология нефти и газа, 1981, № 5, с. 39—43.
12. Синичка А. М., Высоцкий Э. А., Кислик В. З. Об использовании горизонтов калийных солей при поисках залежей углеводородов. — В кн.: Геохимические закономерности формирования галогенных отложений. Новосибирск, 1983, с. 118—119.
13. Фивег М. П. Методика поисков калийных солей. Новосибирск, Наука, 1967.
14. Хашин В. Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1973.



РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.08 : 553.641+550.93 (571.56)

А. Р. ЭНТИН (ИГ ЯФ СО АН СССР), Э. В. СОБОТОВИЧ, Ю. А. ОЛЬХОВИК (ИГФМ АН УССР), В. А. РУДНИК (ВСЕГЕИ), В. М. БЕЛОУСОВ (СНИИГГиМС)

Условия формирования Селигдарского апатитового месторождения (Центральный Алдан)

В последние годы в пределах Алданского щита обнаружена новая формация — апатит-гематит-карбонатных ме-

тасоматитов, наиболее полно представленная образованиями Селигдарского месторождения [11, 16 и др.]. Выявле-

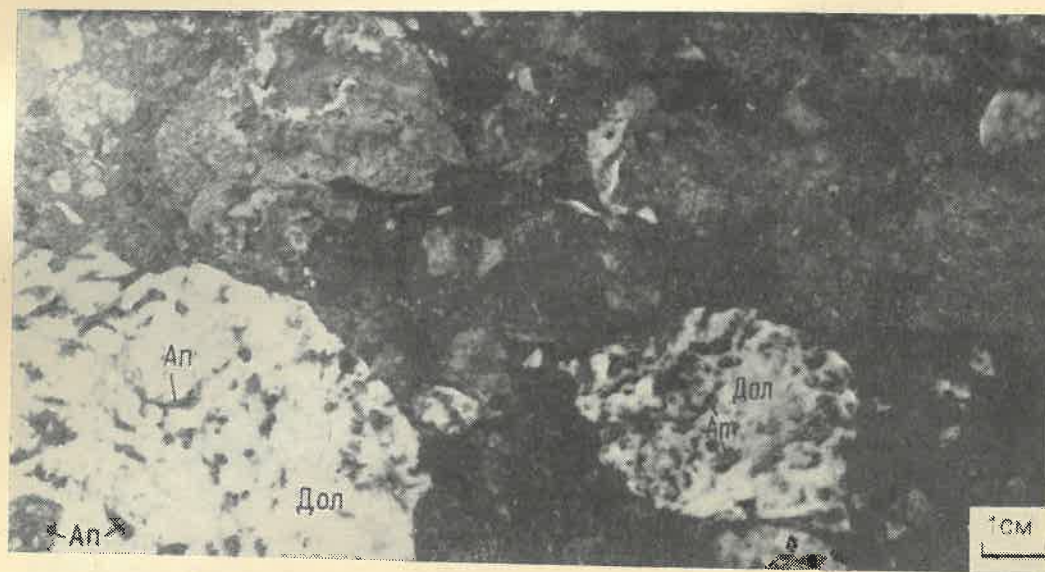


Рис. 1. Рудная галька (рудокласты) апатит-карбонатных метасоматитов раннего этапа в конглобрекциях вулканогенно-терригенно-карбонатной толщи Селигдарского грабена
Ап — апатит, Дол — доломит

ние нового, регионально распространенного комплекса пород выдвигает перед исследователями проблемы, связанные с необходимостью изучения петрографии и минералогии руд, условий и обстановок их локализации, расшифровки формационной и генетической принадлежности месторождений, времени их формирования.

Условия формирования рудоносных метасоматитов и рудовмещающих пород. Рудное тело Селигдарского месторождения представляет собой прямоугольник сечением $2,2 \times 1$ км, а в разрезе картируется в виде асимметричной «воронки» с крутым северо-восточным и пологим юго-западным контактами [16 и др.]. Северо-западный борт погружается к центру под углом 60° , а юго-восточный — перекрыт платформенными отложениями юдомской свиты нижнего кембрия — венда и пластовыми интрузиями мезозойских сиенит-порфиров. По отношению к вмещающим метаморфическим породам верхнеалданской и федоровской свит (серий) архея контакты рудного тела отчетливо секущие. На глубину оруденение распространяется более чем на 1600 м.

Основное рудное тело окружено ореолом линзовидных тел-сателлитов длиной 500—600 м при мощности 100 м и более. К северо-западу, запа-

ду и югу от рудного тела закартированы дайковые поля и штокверки апатит-гематит-карбонатных и апатит-гематит-кварцевых метасоматитов, вытягивающиеся субмеридиональной полосой на протяжении более 350 км от устья р. Селигдар на севере до Кавактинского габбро-анортозитового массива в верховьях р. Тимптон на юге. Эта полоса — Нимнырская структурно-металлогеническая зона [14] — имеет ширину порядка 30—40 км.

На Селигдарском месторождении среди рудоносных метасоматитов широко распространены в реликтах вулканогенно-карбонатно-терригенные породы — доломиты, песчаники, мергели, гравелиты, конглобрекции, вулканогенные образования и т. д. Они картируются в виде изолированных фрагментов общей мощностью в несколько сотен метров. В осадочных конгломератах, брекциях и песчаниках в большом количестве присутствуют зерна переотложенного апатита и рудная галька (рудокласты), источником которых могли быть только руды раннего этапа (рис. 1).

Наряду с этим отчетливо устанавливается наложение на бластоидиты рудоносных метасоматитов позднего этапа (рис. 2). Таким образом, исследование бластоидитов показывает, что на месторождении проявилось по мень-

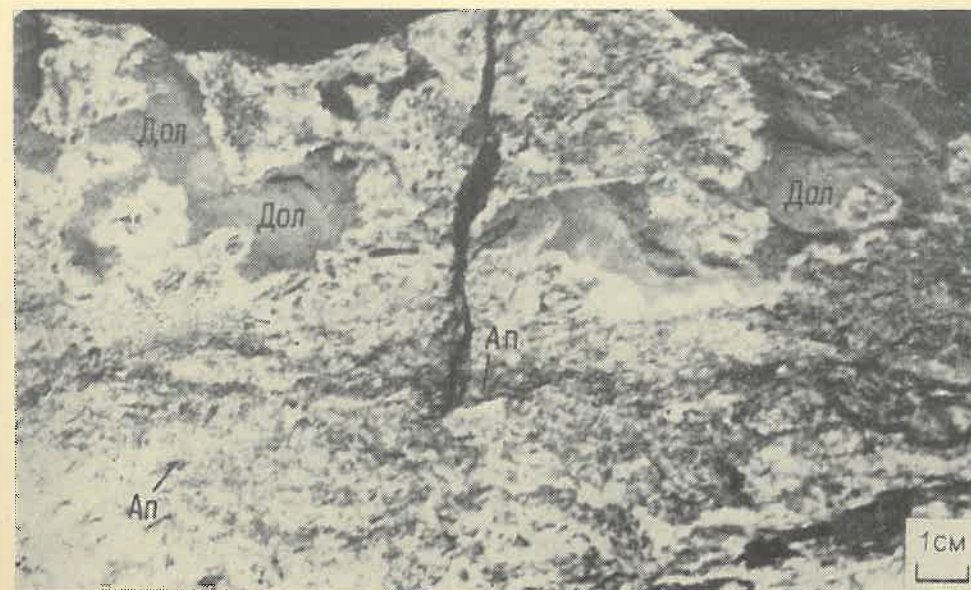


Рис. 2. Развитие апатит-карбонатных метасоматитов позднего этапа с замещением доломитов вулканогенно-терригенно-карбонатной толщи Селигдарского грабена
Ап — апатит, Дол — доломит

шей мере два этапа рудообразования, разделенных периодом седиментации, в течение которого накопились терригенно-карбонатно-вулканогенные образования Селигдарского грабена. Детальное петрографическое и геохимическое изучение заведомо идентифицированных руд раннего и позднего этапов позволило установить их отличительные признаки (табл. 1).

Выявленные минералого-геохимические особенности позволяют идентифицировать метасоматиты раннего и позднего этапов и в тех случаях, когда бластоидиты осадочной толщи не устанавливаются из-за их полного замещения продуктами наложенных процессов.

Итак, главные моменты геологической истории месторождения следующие: 1) формирование руд раннего этапа в форме даек, штокверков в кристаллическом фундаменте Алданского щита; 2) заложение Селигдарского грабена и накопление в нем терригенно-карбонатно-вулканогенной толщи, пород с переотложенным апатитом в песчаниках и галькой руд раннего этапа в гравелитах, конглобрекциях и конгломератах; 3) формирование руд позднего этапа, метасоматически замесивших большую часть терриген-

но-карбонатно-вулканогенной толщи реликты которой сохранились лишь в виде бластоидитов (табл. 2, см. рис. 2).

Дорудные и прерудные этапы геологической истории фиксируются данными свинцово-изохронного датирования вмещающих метаморфических пород гранулитовой фации — 3500—3000 млн. лет [3, 4, 8—10], продуктов регионального диафтореза амфиболитовой фации (кальцифиты, флогопитоносные и железорудные магнезиальные скарны) — 2800—2900 млн. лет [3, 4, 8, 15], магнезиальных и известковых скарнов из экзоконтакта рудного тела — 2060 млн. лет. Установлено, что платформенный режим в центральной части современного Алданского щита господствовал уже 2000 млн. лет назад, поскольку результаты калий-аргонового датирования заведомо платформенных диабазов отвечают 1930 млн. лет (Ар. Н. Угрюмов, 1971 г.).

Ряд исследователей (Н. И. Юдин, В. Д. Парфенов и др.), исходя из общегеологических соображений и единичных калий-аргоновых определений, относят время образования апатит-карбонатных метасоматитов к металлогенической эпохе, в которую были сформированы известные Алданские

Таблица 1

Минералого-геохимические особенности апатит-карбонатных метасоматитов

Критерии сравнения	Продукты раннего этапа	Продукты позднего этапа
Породообразующие минералы (минеральные ассоциации): главные редкие	Апатит, карбонаты, флогопит, магнетит, гематит (мартит), шпинель, серпентин Форстерит, пироксен, роговая обманка	Апатит, карбонаты, кварц Серпентин, хлорит, магнетит
Типоморфные особенности апатита	Крупные, хорошо образованные кристаллы с вростками магнетита, карбоната, серпентина и продуктами их разложения по трещинам; характерны сростки апатита с серпентином, магнетитом и флогопитом. Типично широкое развитие эпитахических вростков магнетита в апатите, серпентине	Игольчатые и стержневидные формы, отсутствие вростков и сростков с магнетитом и серпентином
Особенности химического состава пород	Относительная обогащенность K_2O , (Fe_2O_3+FeO) , MgO . Резкие колебания в содержании P_2O_5 от 20 до 2 % при среднем 7—8 %	Относительная обедненность K_2O , (Fe_2O_3+FeO) , MgO ; отсутствие резких колебаний в содержании P_2O_5 — от 9 до 3 % при среднем 4—5 %
Условия залегания	Распространены в форме даек и штоков в фундаменте щита; рудные тела-сателлиты и рудокласты в составе вулканогенно-карбонатно-терригенной толщи на Селигдарском месторождении	Метасоматически замещают породы вулканогенно-карбонатно-терригенной толщи
Структурно-текстурные особенности	Характерны брекчиевые текстуры руд	Характерны струйчатая, взаимнопараллельная ориентировка кристаллов апатита
Условия образования	Температура не ниже 550 °С, давление от 600 МПа (возможно выше) до поверхностного	Температура ниже 350 °С, давление поверхностное

магнезиальноскарновые флогопитовые и железорудные месторождения [6]. Такая постановка вопроса представляется ошибочной, так как регионально проявленные флогопитоносные и железорудные магнезиальные скарны относятся к автономным и разновременным формациям, парагенетически связанным с различными магматическими комплексами [3, 15]. Флогопитоносные и железорудные магнезиальные скарны входят в состав кристал-

лического фундамента щита, поскольку они участвуют в региональной складчатости нескольких порядков — размах крыльев складок варьирует от сотен и десятков километров до первых метров. Условия формирования рудоносных магнезиальных скарнов отвечают региональному диафторезу РТ-условий амфиболитовой фации [3, 5, 13].

Апатит-карбонатные метасоматиты, как отмечалось, образовались в плат-

Таблица 2

Условия формирования Селигдарского апатитового месторождения

Этапы развития рудогенерирующей структуры	Продукты седиментогенеза и гипергенеза	Руднометасоматические породы	Комплементарные метасоматические породы	Условия образования
<i>Послерудный</i> (1400 млн. лет до настоящего времени) Формирование коры выветривания и зоны гипергенеза; тектоно-магматическая активизация	Перекрывающие рудное тело осадочные образования юдомской свиты нижнего кембрия — венда (550 млн. лет)	Локальная регенерация апатит-карбонатных руд в мезозое (140—80 млн. лет)	Магнезиальные скарны по доломитам юдомской свиты и сиенит-порфирам мезозоя; мезозойские сульфидизация, окварцевание, гематитизация	Унаследованное заложение на месте древней вулканотектонической кальдеры проседания; формирование мезозойского Томмотского вулканоплутона
<i>Поздний рудный</i> (1500—1400 млн. лет) Формирование поздних карбонатитовых даек и массивов, наследующих структуры предшествующих этапов	—	Апатит-карбонатные метасоматиты и взрывные брекчии; частичная метасоматическая переработка руд раннего рудного этапа	Серпентин-хлоритовые метасоматиты зоны экзоконтакта; кварцевые метасоматиты	Эксплозивные процессы в условиях жесткой платформы (взрывные трубки и дайки); T ниже 350 °С
<i>Межрудный</i> (1800—1500 млн. лет) Заложение и развитие Селигдарского грабена-кальдеры проседания	Продукты переотложенной коры выветривания руд раннего рудного этапа; вулканогенно-терригенно-карбонатная толща с прослоями лито- и литокристаллокластики руд раннего рудного этапа	?	?	Режим флишoidного осадконакопления; активная вулканическая деятельность

Продолжение табл. 2

Этапы развития рудогенерирующей структуры	Продукты седиментогенеза и гипергенеза	Руднометасоматические породы	Комплементарные метасоматические породы	Условия образования
Ранний рудный (1800—1900 млн. лет) Формирование ранних карбонатных даек и штокверков, наследующих структуры предшествующего этапа	—	Гематит-серпентин-флогопит-магнетит-апатит-карбонатные минеральные ассоциации рудоносных метасоматитов; апатит-форстерит-магнетит-шпинелевые ассоциации; апатитоносные explosive breccias	Эндоконтактные серпентин-хлоритовые, апатит-серпентин-хлоритовые метасоматиты с эпитахическими вростками магнетита; апофорстеритовые магнетит-серпентин-хлоритовые псевдоморфные замещения; формирование продуктов распада магнетита и шпинели, типичных для основных пород	Постмагматический режим остывающей магматической системы; explosive процессы (дайки взрывных breccias); T 500—600 °C, P от 600 (возможно выше) до 0,1 МПа
Предрудный (2000 млн. лет) Внедрение даек и кольцевого массива основного — ультраосновного щелочного состава; серпентинизация и хлоритизация пород	—	?	Экзоконтактные изменения вмещающих архейских пород; флогопитоносные и железорудные магнезиальные скарны не промышленного значения; известковые скарны; турмалин-кварц-калиевополевошпатовые, серпентин-хлоритовые метасоматиты; магнетит-кварц-полевошпатовые метасоматиты, гематитизация	Режим платформенного развития региона; узлы пересечения диагональной системы долгоживущих глубинных разломов древнего заложения
Дорудный (2800—2900 млн. лет) Синскладчатый и постскладчатый региональный дифференциал амфиболитовой фации	Вулканогенно-терригенно-карбонатная толща федоровской свиты иенгской серии нижнего архея	Крупные и гигантские магнезиальные месторождения флогопита (Эмельджак, Эльконка) и магнетита (Таежное, Пюнерское, Дес)	Кварц-полевошпатовые метасоматиты, высокоглиноземистые метасоматиты	Завершающие стадии геосинклинального развития геологических комплексов фундамента; T 600—700 °C, P 600—700 МПа

форменных условиях, о чем свидетельствует форма их залегания в виде даек, дайковых полей, штокверков и массивов; в это время ни складчатость, ни региональный метаморфизм высоких ступеней уже не проявлялись. На это указывают наличие в рудном теле Селигдарского месторождения нематоморфизованных бластоцитов терригенно-карбонатно-вулканогенной толщи и широкий диапазон РТ-условий формирования апатит-карбонатных метасоматитов, когда температуры варьировали в интервале 900—300 °C, а давления — от 600 (возможно и выше) до 0,1 МПа (в близповерхностных условиях) [1, 7 и др.].

Наиболее древние события — образование предрудных магнезиальных скарнов зоны экзоконтакта — датируются калий-аргоновым методом в 2060 млн. ± 10 млн. лет. Датировки по апатиту — 1900—1800 млн. лет [6, 9 и др.] — фиксируют возраст руд раннего этапа.

Имеются калий-аргоновые определения околорудноизмененных пород (турмалин-кварц-калишпатовых, кварц-калишпатовых, серпентин-хлоритовых метасоматитов) в диапазоне 1700—1400 млн. лет [1], которые, видимо, очерчивают временной интервал между ранним и поздним этапами рудообразования. Один из послерудных временных рубежей (550 млн. лет) датируется наличием гальки руд в перекрывающих базальных слоях нормально-осадочных пород юдомской свиты венда — нижнего кембрия.

Наконец, и в естественных обнажениях, и в скважинах отмечены многочисленные секущие дайки и пластовые тела мезозойских сиенит-порфиоров с возрастом от 140 до 80 млн. лет. С этими интрузиями связана локальная мобилизация руд, выражающаяся в их дополнительной перекристаллизации и проникновении маломощных жил древних рудоносных метасоматитов в более молодые породы юдомской свиты и в мезозойские шонкиниты.

Экспериментальные данные. Известны проведенные А. И. Тугариновым и др. [6] уран-торий-свинцовые датировки апатитов Центрального Алдана, включая апатиты Селигдарского месторождения. Единая для всех образцов изохрона в координатах

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ имеет наклон, соответствующий 1800 млн. лет, и пересекает конкордию в точке возраста 1840 млн. лет (использовались новые значения констант распада). Рассчитанная в этой же работе свинец-свинцовая изохрона для апатитов Селигдара имеет коэффициенты регрессии $a = 13,55 \pm 0,14$, $b = 0,1116 \pm 0,0019$ и соответствует возрасту 1830 ± 30 млн. лет.

При изотопно-геохронологических исследованиях, выполненных Ю. А. Ольховиком и Э. В. Собоновичем, использовались образцы руд раннего и позднего рудных этапов (см. табл. 2). Результаты определения содержания урана, свинца и изотопного состава последнего (табл. 3) подтверждают представления о двух докембрийских этапах рудообразования на Селигдарском месторождении.

Руды раннего этапа отобраны из крупных рудокластов вулканогенно-терригенно-карбонатной толщи (см. табл. 3, № 1—9). Образец С-93-1 взят из скв. 93, пробуренной в пределах юго-восточного фланга рудного тела, с глубины 455,1—455,2 м; состав руды (%): серпентин 1—3, флогопит 2—4, мартит 2—4, кальцит 15—20, апатит 60—75. При этом № 1 отражает валовую пробу образца, а № 5—9 — его минеральные фракции.

При возгонке в вакууме руд раннего этапа из одного и того же образца С-93-1 (см. табл. 3, № 1) и его минеральных фракций (№ 5—9) получена изохрона $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, коэффициенты которой $a = 13,40 \pm 0,17$ и $b = 0,1121 \pm 0,0064$, а возраст 1840 ± 90 млн. лет; который совпадает с результатами, приведенными в работе [12] (рис. 3). Суммарная свинец-свинцовая изохрона, отстроенная по четырем образцам руд (№ 1—4) и минеральным фракциям первого образца (№ 5—9), коэффициенты которой $a = 13,40 \pm 0,21$ и $b = 0,1147 \pm 0,0079$, отвечает возрасту 1870 ± 120 млн. лет. Сравнение статистическими методами параметров регрессий приводит к выводу о незначимом различии коэффициентов указанных возрастов и соответствующих им значений возраста.

Изохрона $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{238}\text{U}/^{204}\text{U}$ рассмотренных образцов руд раннего этапа (№ 1—4) имеет коэффициенты $a =$

Результаты свинцово-изотопных исследований апатитовых руд Селигдарского месторождения

№ п.п.	№ образца	Содержание урана, г/т	Содержание свинца, г/т	Изотопный состав свинца, %				Изотопный возраст, млн. лет		
				²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U
1	C-93-1	13,08	58,37	0,34	13,04	5,94	80,69	1570*	2180	1880
2	C-93-2	20,74	49,60	0,73	18,11	12,05	69,12	2140*	1130	1530
3	C-93-3	13,02	71,54	0,86	20,44	13,90	64,80	1790*	2400	2100
4	C-32	12,59	60,78	0,39	13,05	6,73	79,82	1820*	2140	1980
5	C-93-1	—	—	0,997	19,64	15,60	63,76	—	—	—
6	"	—	—	1,126	20,29	17,21	61,37	—	—	—
7	"	—	—	0,972	18,96	15,18	64,89	—	—	—
8	"	—	—	0,708	16,78	11,41	71,10	—	—	—
9	"	—	—	0,426	13,92	7,32	78,34	—	—	—
10	2675г	2,30	7,21	0,425	13,90	7,21	78,46	1530**	1460	1490
11	K-1763A	20,08	3,98	0,188	14,25	3,90	81,66	1420**	160	280
12	"	—	—	0,401	17,02	7,18	75,40	—	—	—
13	"	—	—	0,468	17,71	8,16	73,66	—	—	—
14	"	—	—	0,192	13,51	3,90	82,40	—	—	—
15	"	—	—	0,119	12,58	2,72	84,59	—	—	—

* С поправкой на свинец возраста 1900 млн. лет [17].

** С поправкой на свинец возраста 1500 млн. лет [17].

$=16,63 \pm 0,54$ и $b=0,3811 \pm 0,0190$, которые определяют возраст в 2080 ± 80 млн. лет. Изохрона $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ для этих же образцов характеризуется коэффициентами $a=15,42 \pm 0,17$, $b=5,513 \pm 0,806$ и соответствующим им возрастом 1900 ± 120 млн. лет. Наконец, отстроенная для них же изохрона в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ определяется коэффициентами $a=0,0579 \pm 0,08086$ и $b=0,07652 \pm 0,01624$, а ее пересечение с конкордией дает возраст 1820 ± 20 млн. лет. Небольшая дискордантность свинец-свинцового и уран-свинцового изохронных возрастов объясняется незначительной (порядка 10 %) потерей свинца в недавнее время.

Руды позднего этапа, метасоматически замещающие неметаморфизованные песчаники вулканогенно-терригенно-карбонатной толщи, представлены обр. 2675 г (см. табл. 3, № 10). Он отобран в шурфе 3 на глубине 9,6 м из центральной части рудного тела и состоит из кварца (5 %), апатита (10—13 %) и доломита (80—82 %). Руда характеризуется конкордантными значениями изотопных возрастов в

интервале 1460—1530 млн. лет, объективно отражающими возраст позднего этапа оруденения. Наиболее позднее проявление рудной минерализации, относящееся к послерудному этапу, представлено регенерированными в мезозое апатит-карбонатными рудами (см. табл. 2). Последние отражены образцом K-1763 A (см. табл. 3, № 11), который был отобран из разведочной канавы на северо-западном фланге рудного тела и сложен флогопитом (1—3 %), кальцитом (5—7 %), апатитом (92 %). Дискордантные изотопные возрасты, варьирующие от 160 до 1420 млн. лет, реально отражают воздействие процессов регенерации, нижняя возрастная граница которых устанавливается по калий-аргоновым датировкам шонкинитов, рассекаемых рассматриваемой апатитовой рудой — 155 млн. лет. Минералогические особенности регенерированных руд позволяют предполагать, что их источником, т. е. мобилизатором, послужило вещество руд раннего этапа (см. табл. 2).

Изохрона, отстроенная в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ по данным валового изотопного состава руд образца K-1763 A (см. табл. 3, № 11) и минеральных фракций (№ 12 —

15), имеет коэффициенты $a=14,42 \pm 0,15$ и $b=0,0812 \pm 0,0024$, отвечающие возрасту в 1230 ± 50 млн. лет. Этот изохронный возраст может рассматриваться как «кажущийся», отражающий интегральное изотопно-геохимическое поле, имеющее полихронную природу.

Действительно, обработка полученных изотопных данных (см. табл. 3, № 10—15) методом согласованных разностей позволила получить изохрону, пересекающую конкордию в двух точках. Верхнее пересечение соответствует возрасту образования руд раннего этапа — 1870 млн. лет, а нижнее указывает на время регенерации вещества, сопровождавшейся интенсивными потерями свинца, — 90 ± 10 млн. лет (рис. 4).

С рудами позднего этапа ассоциируют кварц-калиевополевошпатовые метасоматиты, аляскитовые, пегматоидные и турмалиновые граниты. Их радиологический возраст, определенный калий-аргоновым методом Н. И. Ненашевым, равен 1400—1500 млн. лет (Ф. Л. Смирнов, 1977 г.), что совпадает с полученным нами значением. Данные Г. П. Мамчура (1980 г.) по изотопному составу углерода карбонатов Селигдарского апатитового месторождения также свидетельствуют о двух стадиях рудной минерализации.

Ранее были получены изотопные датировки апатит-хлорит-карбонатных метасоматитов юга Алданского щита [2]. Эта минерализация локализуется в породах фундамента будучи наложенной на анатектоидные пегматитовые жилы. Ее уран-свинцовый возраст, определенный по апатиту, составляет 1450—1500 млн. лет, что близко к времени позднего рудного этапа на Селигдарском месторождении (см. табл. 2).

Геолого-генетическая интерпретация. Полученные результаты показывают, что в докембрии Алданского щита проявилась не одна апатитовая металлогеническая эпоха [1, 6, 9, 12 и др.], а как минимум две: 1800—1900 млн. и 1400—1500 млн. лет назад. Эти данные подтверждаются и геологическими наблюдениями. А. Р. Энтиным (1981 г.) установлены пересечения апатитовых метасоматитов раннего и позднего этапов дайками диабазов, калий-ар-

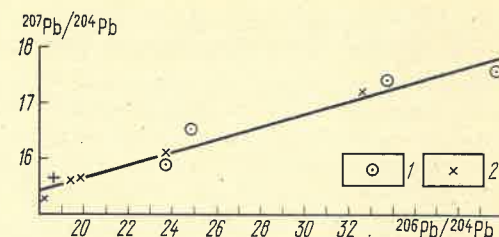


Рис. 3. Свинец-свинцовая изохрона для апатитов раннего этапа
1 — валовые образцы, 2 — возогнанные фракции

гоновый возраст которых составляет соответственно 1800 млн. и 1300 млн. лет.

Изучение геологии и петрографии апатит-карбонатных метасоматитов позволило выявить их парагенетическую связь с массивами основных, ультраосновных-щелочных пород [1 и др.]. На рудопроявлении Медведевском, где массив перидотит-пироксенового состава установлен еще в 1944 г. Н. В. Фроловой, обнаружены секущие дайки апатит-гематит-карбонатных пород, аналогичных по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям рудам Селигдарского месторождения. Калий-аргоновый возраст флогопита из магнетиальных скарнов в экзоконтактовой зоне жил (1800 млн. лет) указывает на принадлежность руд участка Медведевского к раннему этапу оруденения.

Выполненное различными методами радиологическое датирование руд участков Колтыкон, Осенний Лист, Хар-

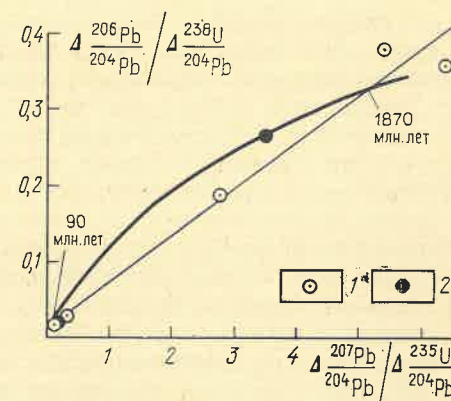


Рис. 4. Уран-свинцовая изохрона в координатах метода согласованных разностей
1 — апатиты раннего этапа, 2 — апатиты позднего этапа

дагас, Чуга и др. в основном дает значение возраста в интервале 1800—1900 млн. лет [1, 6, 12 и др.], что указывает на принадлежность этих руд к раннему этапу. В то же время ряд изотопных возрастных данных в интервале 1400—1500 млн. лет, полученных нами по рудам Нимгерканского и других апатитопоявлений, до сих пор приходилось интерпретировать как «омоложение вследствие наложения гидротермально-метасоматической деятельности». Новые факты показывают, что наряду с регенерацией руд, как это выявлено на примере Селигдарского месторождения, имело место и повторное рудообразование. В 1976 г. А. Р. Энтиным и А. Н. Угрюмовым в устье р. Чульман установлено апатитопоявление селигдарского типа, калий-аргоновый возраст которого 1300—1500 млн. лет.

Определяя возрастную позицию рудоносных метасоматитов, мы характеризуем и возраст основных-ультраосновных-щелочных пород, на которые они наложены. Поскольку эти породы распространены на многих рудопоявлениях Нимырской структурно-металлогенической зоны, можно считать, что в центральной части Алданского щита установлена новая рудоносная магматическая формация основных-ультраосновных-щелочных пород с возрастом не моложе 1900 млн. лет.

На апатитовых рудопоявлениях селигдарского типа (Осенний Лист, Хардагас, Селигдар, Нимгеркан, Нирянджа, Усть-Чульман и др.) обнаружены типичные порудные эксплозивные брекчии, свидетельствующие о приуроченности рудоносных метасоматитов к взрывным аппаратам. В пределах Алданского щита уже были известны трубки взрыва мезозойского и палеозойского возраста. Теперь же выясняется, что эксплозии в форме даек и трубок имели место и в раннем—среднем протерозое в интервале 1900—1400 млн. лет. Особый интерес вызывает апатитоносная трубка взрыва диаметром 1,5 км в устье р. Чульман. Здесь в коренных обнажениях береговых обрывов апатит-карбонатные метасоматиты селигдарского типа отчетливо накладываются на типичные эксплозивные брекчии и вулканогенные породы семейства липаритов.

Проведенные исследования показали, что апатит-карбонатные метасоматиты повсеместно секут регионально проявленные флогопитоносные и железорудные метасоматиты, обычно выделяемые под названием магнезиальных скарнов. Образование последних, включая известные Алданские контакто-метасоматические флогопитовые и магнетитовые месторождения (Эмельджак, Эльконка, Таежное и др. [3]), следует относить к периоду не моложе 2800—2900 млн. лет. Полученные результаты позволяют наметить и временной интервал формирования вулканогенно-терригенно-карбонатной толщи Селигдарского грабена — 1800—1400 млн. лет. Видимо, это наиболее древние из известных в центральной части щита осадочных платформенных образований.

Выводы. Селигдарское месторождение было сформировано в два рудных этапа, один из которых имел место 1800—1900 млн. лет назад, а другой 1400—1500 млн. лет. Межрудный интервал в 400—500 млн. лет документируется по находкам в значительном диапазоне глубин (от 0 до 1000 м и более) реликтов вулканогенно-терригенно-карбонатной толщи. Полученные свинцово-изотопным датированием данные подтверждают формирование месторождения в платформенных условиях, когда не проявлялись региональная складчатость и высокотемпературный региональный метаморфизм.

Приведенные данные нацеливают геологов на поиски новых рудных полей в следующих обстановках: 1) в тектонических узлах с проявлениями ультраосновного магматизма раннего протерозойского возраста; 2) в грабеновых структурах типа древних кальдер проседания (подобных Селигдарскому грабену); 3) в эксплозивных аппаратах ранне-среднепротерозойского возраста.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апатитовые породы Селигдара/В. Б. Васильченко, Л. Г. Кузнецова, Л. Д. Холодов и др. Новосибирск, Наука, 1982.
2. Воскресенская М. Н., Искандерова А. Д., Кудряцев Б. Е. Абсолютный возраст албит-apatит-хлорит-карбонатной минерализации в южной части Алданского щита. Геохимия, 1964, № 11, с. 1122—1127.

3. Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. Отв. ред. В. А. Рудник. М., Наука, 1980.
4. Искандерова А. Д., Неймарк Л. А., Рудник В. А. Итоги изучения раннедокембрийских пород Алдан-Становой области свинцово-изотопными методами. — В кн.: Метаморфические комплексы региона БАМ. Л., 1981, с. 123—138. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 307).
5. Лицарев М. А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1966, вып. 67, с. 1—166.
6. О возрасте апатитового оруденения Алданского щита/А. И. Тугаринов, Е. В. Бибилова, М. В. Грачева и др. — Геохимия, 1977, № 6, с. 847—853.
7. Парфенов В. Д., Юдин Н. И. Метаморфогенная апатитоносность древних толщ центрального Алдана. М., Наука, 1968.
8. Пузанов Л. С., Парцевский А. И. О генетическом типе Селигдарского месторождения апатита (Центральный Алдан). — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 1, с. 179—182.
9. Рудник В. А. Последовательность событий в докембрии Восточной Сибири по радиологическим данным. — В кн.: Геохронология СССР. Т. 1 (докембрий). Л., Недра, 1973, с. 228—254.
10. Рудник В. А., Соболев Э. В., Терентьев В. М. Об архейском возрасте древнейших пород Алданского комплекса. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 4, с. 897—900.

УДК 553.31 (470.323)

В. П. ОРЛОВ (Мингео РСФСР), Г. И. КУЗЬМИН,
В. И. ИВАНОВ (ПГО «Центргеология»)

Закономерности размещения легкообогатимых железистых кварцитов в Михайловском рудном районе КМА

При разработке Михайловского железорудного месторождения преобладающая часть неокисленных железистых кварцитов оказалась труднообогатимой. Достижение среднеотраслевых показателей по извлечению железа и качеству концентрата требует применения сложного магнитнофлотационного способа обогащения. Однако за последние годы в районе открыто и переоценено несколько крупных участков с преимущественным развитием железистых кварцитов значительно лучшей обогатимости, чем разрабатываемые. Для ориентации дальнейших поисковых работ и уточнения принципов прогнозирования легкообогатимых руд возникла необходимость рассмотреть закономерности размещения качественных и технологических типов железистых кварцитов, используя

11. Смирнов Ф. Л., Биланенко В. А. Селигдарское месторождение апатита. — Разведка и охрана недр, 1974, № 12, с. 5—9.
12. Соболев Э. В., Рудник В. А. О возрасте полиметаморфических комплексов ингрессии серии Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 4, с. 834—837.
13. Шабынин Л. И. Формация магнезиальных скарнов. М., Наука, 1973.
14. Этин А. Р. Основные закономерности размещения флогопитовых и апатитовых месторождений Центрально-Алданской флогопитоносной и железорудной провинции. Автореф. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1971.
15. Этин А. Р., Белоусов В. М., Галкин Г. Ф. Новые данные по геологии Селигдарского апатитового месторождения. — В кн.: Апатиты Алданского щита. Якутск, 1977, с. 5—19.
16. Этин А. Р., Угрюмов А. Н., Угрюмов А. Н. Модель региональной металлогенической зональности центральной части Алданского щита и структурно-металлогеническая позиция Нимырского апатитоносного района. — В кн.: Апатиты Алданского щита. Якутск, 1977, с. 95—109.
17. Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. — Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 26, p. 207.

структурно-фациальные, стратиграфические, метаморфические и некоторые другие факторы.

Исследуемый рудный район приурочен к северной части Михайловско-Белгородской синклиниальной структуры, контролирующей одноименную железорудную зону. Зона сложена четырьмя разновозрастными метаморфическими комплексами, разделенными стратиграфическими перерывами. В основании разреза развита гранито-гнейсовая обоянская серия нижнего архея, на которой фрагментарно сохранились метаморфические сланцы, амфиболиты, кварцевые порфиры и железистые кварциты михайловской серии верхне-архейского возраста. Промышленно рудоносная железисто-кремнисто-сланцевая курская серия и послерудная вулканогенно-терригенная курбакин-

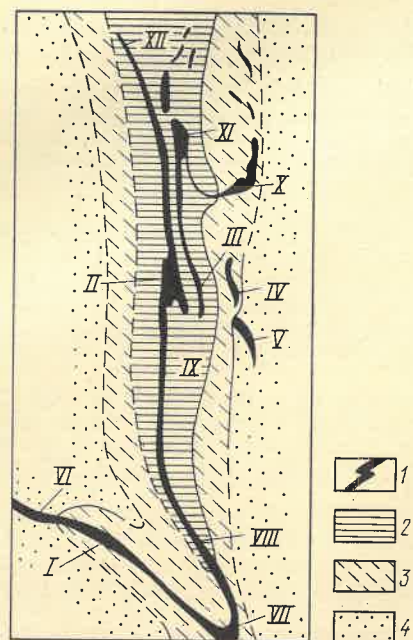


Рис. 1. Схема структурно-фациальной зональности рудоносной коробковской свиты

1 — коробковская свита; 2—4 — структурно-фациальные зоны: 2 — центральная, 3 — промежуточная, 4 — зона выклинивания; I—XII — месторождения, участки (средние параметры: в числителе — $Fe_{\text{магн}}$ %, в знаменателе — K_n): I — Яценское (26,8/3,06), II — Михайловское (23,2/2,78), III — Курбакинское (18,9/2,43), IV — Лев-Толстовский (27,5/3,02), V — Копенковский (28,1/3,17), VI — Гриневский (27,4/3,11), VII — Костельцевский (26,0/3,00), VIII — Жигаевский (19,0/2,44), IX — Жидеевский (18,0/2,36), X — Троснянский (25,4/2,95), XI — Ново-Ялтинское (22,3/2,70), XII — Бугровский (23,0/2,76)

ская свита нижнего протерозоя развиты в наиболее погруженных синклинальных структурах.

Железистые кварциты курской серии (коробковская свита) принадлежат железисто-кремнистой формации криворожского типа и слагают разрабатываемое Михайловское, а также Ново-Ялтинское, Курбакинское, Яценское месторождения и Лев-Толстовский, Копенковский, Жидеевский, Троснянский и другие участки (рис. 1). В разрезе коробковской свиты выделяются две рудные подсвиты (kg_1 , kg_3), разделенные метаморфическими сланцами. Наибольшую мощность и распространение имеет нижняя подсвита (kg_1), слагающая все известные месторождения и большинство участков. Верхняя подсвита (kg_3) развита фрагментарно, практическое значение ее не выяснено.

Рудными являются железистые кварциты средне- и тонкополосчатой

текстуры, преимущественно тонкозернистые, сложенные кварцем (27—44 %), магнетитом (24—46 %), гематитом (1,7—39 %). В подчиненном количестве присутствуют карбонаты (анкерит, сидерит) и силикаты (биотит, куммингтонит, актинолит, зеленослюда, эгирин, щелочные амфиболы). Железистые кварциты Михайловского района обогащены общим и меньшей степени магнетитовым железом и характеризуются худшим извлечением его в концентрат и низкой продуктивностью. Качество концентрата по содержанию железа невысокое (табл. 1).

По данным 62 технологических проб всех типов железистых кварцитов района, изученных Белгородским филиалом института Механообрчермет, распределение в них общего ($Fe_{\text{общ}}$) магнетитового ($Fe_{\text{магн}}$) железа, а также выход концентрата (γ), извлечения (ϵ) и содержание железа в концентрате (β) близки к нормальному или логнормальному. Более сложным является поведение коэффициента продуктивности (K_n), равного сумме нормированных по средним для СССР (см. табл. 1) значениям γ , ϵ , β ($K_n = \gamma + \epsilon + \beta$). Кривая, описывающая частоту встречаемости K_n , отражает четырехчленное строение выборки.

Первый максимум соответствует суперпродуктивным кварцитам ($K_n > 3,35$, распространенность 16 %), второй, менее четко выраженный — высокопродуктивным ($K_n 3,1—3,35$, распространенность 11 %), третий отражает наиболее развитый в районе среднепродуктивный тип ($K_n 2,85—3,1$, распространенность 39 %), а четвертый отвечает низкопродуктивным разностям, составляющим 37 % изученных ($K_n < 2,85$). Для коэффициента продуктивности характерен высокий уровень линейной корреляции $Fe_{\text{магн}}$ и отношением $Fe_{\text{магн}}/Fe_{\text{общ}}$ (табл. 2).

Закономерности размещения качественных и технологических типов железистых кварцитов обусловлены вертикальной и горизонтальной зональностью в строении и составе рудоносной коробковской свиты. Вертикальная зональность нижней железорудной подсвиты вызвана ритмичной миграцией береговой линии бассейна седимента

Показатели обогатимости и продуктивности железистых кварцитов Михайловского рудного района, %

Подсвиты, пачки	$Fe_{\text{общ}}$	$Fe_{\text{магн}}$	$\frac{Fe_{\text{магн}}}{Fe_{\text{общ}}}$	γ	ϵ	β	K_n
Михайловское месторождение							
kg_3	36,7	30,3	0,82	49,2	86,5	64,6	3,36
kg_1	38,3	23,1	0,60	36,5	62,6	65,7	2,73
kg_1^3	37,9	24,4	0,64	39,2	66,7	64,5	2,84
kg_1^2	39,2	21,2	0,54	33,2	56,2	66,4	2,58
kg_1^1	36,0	27,1	0,75	40,9	76,3	67,2	3,05
Яценское месторождение							
kg_3	36,7	31,2	0,85	48,7	86,9	65,6	3,36
kg_1	37,6	25,5	0,68	40,6	71,6	66,4	2,97
Лев-Толстовский участок							
kg_1	39,5	27,5	0,70	41,3	71,7	68,7	3,02
kg_1^3	38,4	33,1	0,86	51,3	90,2	67,5	3,50
kg_1^2	40,0	21,5	0,54	35,3	61,0	69,2	2,74
kg_1^1	39,5	33,9	0,86	50,8	82,5	69,0	3,41
Средние по району	37,9	25,1	0,66	39,1	67,3	65,3	2,86
Средние по КМА	35,5	26,5	0,75	39,2	74,5	67,4	2,98

что привело к трехчленному строению разреза подсвиты [1]. В нижней и верхней частях разреза повсеместно развиты пачки существенно магнетитовых, а в средней — гематит-магнетитовых кварцитов. Для нижней пачки (kg_1) характерно пониженное содержание $Fe_{\text{общ}}$ (35—36 %) и относительно высокое — $Fe_{\text{магн}}$ (24—28 %), что обеспечивает относительно высокие показатели выхода концентрата (39—43 %), извлечения железа (74—81 %) и содержания его в концентрате (66—70 %).

Железистые кварциты средней пачки (kg_2) существенно гематит-магнетитовые, с довольно высоким содержанием $Fe_{\text{общ}}$ (38—40 %) и самым низким для района $Fe_{\text{магн}}$ (17—22 %). Параметры выхода концентрата и извлечения железа составляют всего соответственно 28—37 % и 49—65 % при содержании железа в концентрате 65—68 %.

Верхняя пачка (kg_3) по качеству слагающих ее железистых кварцитов и их технологическим свойствам стоит ближе к нижней, хотя несколько и

уступает ей: $Fe_{\text{общ}}$ 34—38 %; $Fe_{\text{магн}}$ 21—26 %; γ 36—40 %; ϵ 63—71 %; β 63—68 %. Параметром, суммирующим эффекты различия железистых кварцитов разных стратиграфических уровней по обогатимости, является продуктивность.

В нижней железорудной подсвите по отношению к средней пачке (kg_2) проявлена асимметричная зональность в минералогическом составе, качестве и продуктивности (обогатимости) железистых кварцитов. При этом разрез подсвиты начинается высокопродук-

Таблица 2

Уравнения линейной регрессии коэффициента продуктивности и качества железистых кварцитов (62 пробы)

Уравнение	Коэффициент корреляции	Средне-квадратическая ошибка
$K_n = 0,92 + 0,08 Fe_{\text{магн}}$	0,943	0,10
$K_n = 1,34 + 2,55 Fe_{\text{магн}} / Fe_{\text{общ}}$	0,947	0,10

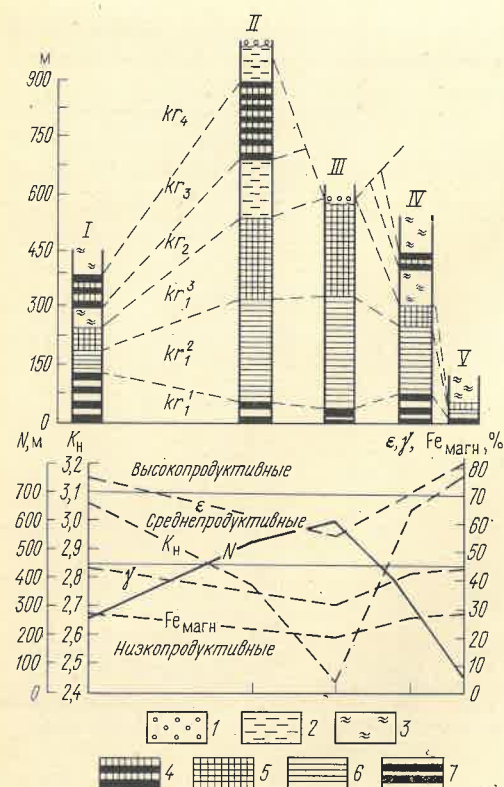


Рис. 2. Сопоставление разрезов, параметров обогащенности (ϵ , γ , $Fe_{\text{магн}}$), продуктивности (K_n) и мощности (N) железистых кварцитов коробковской свиты

1 — конгломераты; 2 — углеродистые серицит-хлорит-кварцевые сланцы; 3 — сланцы биотит-мусковитовые с гранатом и куммингтонитом; 4 — верхняя железорудная подсвита (магнетитовые и карбонатно-магнетитовые кварциты); 5 — нижняя железорудная подсвита, пачки; 6 — верхняя (магнетитовые кварциты с примесью гематита); 7 — средняя (гематит-магнетитовые кварциты); 8 — нижняя (магнетитовые и карбонатно-магнетитовые кварциты). Месторождения и участки: I — Яценское, II — Михайловское, III — Курбакинское, IV — Лев-Толстовский, V — Копенковский

тивными, сменяется низкопродуктивными и завершается среднепродуктивными рудами.

Из всех рассмотренных параметров одинаково изменяется лишь качество концентрата: среднее содержание железа в концентрате последовательно убывает снизу вверх по разрезу подсвиты (от 67,2 % в kr_1 до 66,4 % в kr_2 и 64,5 в kr_3). Верхняя железорудная подсвита (kr_3) не нарушает отмеченной зональности. В ней преобладают магнетитовые и карбонатно-магнетитовые кварциты, близкие по составу к кварцитам пачки kr_1 , но превосходящие их по содержанию магнетитового железа и, как следствие, — по продуктивности и обогатимости.

Горизонтальная зональность проявляется в закономерной изменчивости параметров строения и состава рудоносной коробковской свиты, а также слагающих ее рудных подсвит и пачек к западу и востоку от осевой части рудовмещающей синклинирной структуры. В частности, уменьшается мощность рудных подсвит и пачек, возрастают интенсивность метаморфизма железистых кварцитов, содержание в них магнетитового железа, соответственно улучшаются показатели обогатимости и продуктивности (рис. 2).

Железистые кварциты осевой зоны метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, а на Лев-Толстовском участке и Яценском месторождении — эпидот-амфиболитовой фации. Соответственно ведущие минеральные ассоциации, кроме кварца и магнетита, в первом случае представлены серицитом, хлоритом, анкеритом, гематитом, а во втором — куммингтонитом, биотитом, гранатом. В центральной зоне преобладает размер зерен магнетита от 0,02—0,07 мм, а в краевых увеличивается до 0,10—0,20 мм. Показатели обогатимости улучшаются и для подсвит, и для отдельных пачек.

Анализ диаграммы, иллюстрирующей зависимость в пространстве мощности нижней рудной подсвиты, коэффициента продуктивности и некоторых параметров обогатимости позволяет выделить в пределах собственно Михайловской синклинирной структуры три структурно-фациальных зоны (см. рис. 1, 2; табл. 3). Наиболее сильной взаимной отрицательной корреляционной связью обладают K_n и мощность рудной части разреза. Поэтому следует ожидать сохранения ее, а следовательно, и указанной зональности в латеральном направлении, т. е. по простиранию рудной зоны.

Отмеченные горизонтальная и вертикальная зональности обусловлены как первичными (структурно-фациальными) условиями накопления железисто-кремнистых осадков, так и вторичными факторами их преобразования (главным образом, метаморфизмом). Контактный метаморфизм и щелочной метасоматоз оказывают незначительное влияние на продуктивность и обогатимость руд района; решающую роль в их становлении иг-

Таблица 3
Параметры структурно-фациальных зон, продуктивности и обогатимости слагающих их железистых кварцитов

Зона (тип руд)	Ширина зоны, км	Мощность подсвиты, м	γ , %	ϵ , %	β , %	K_n , %	Содержание $Fe_{\text{магн}}$, %
Центральная (низкопродуктивные)	<12	>450	30—37	55—66	63—66	2,85	18—24
Промежуточная (среднепродуктивные)	20—25	200—450	37—43	66—76	65—68	2,85—3,10	24—27
Выклинивания (высокопродуктивные)	>25	200	43—48	76—85	68	3,10	>27

рает региональный метаморфизм. Интенсивность последнего при прочих равных условиях постепенно нарастает от центральных частей прогиба к гранито-гнейсовым антиклинальным структурам, ограничивающим его с востока и запада. Поэтому фациальная изменчивость рудоносных отложений [3] сопровождается горизонтальной фациально-метаморфической зональностью и практически постоянно выражается в значимой отрицательной связи мощности рудных толщ с интенсивностью их метаморфизма. Суммирующим показателем таких изменений является коэффициент продуктивности (K_n), значение которого с достаточной для прогнозирования и поисков точностью вычисляется по содержанию $Fe_{\text{магн}}$ и отношению $Fe_{\text{магн}}/Fe_{\text{общ}}$.

Таким образом, структурно-фациальное и стратиграфическое положение определяет главные качественные и технологические особенности железистых кварцитов района. Содержание магнетитового железа является унифицированным показателем практической ценности руд при современных способах их обогащения. По средним граничным значениям $Fe_{\text{магн}}$, равным менее 24, 24—27, более 27 %, установленным опробованием или рассчитанным по геофизическим данным с учетом стратиграфических и структурно-фациальных факторов, возможно картирование зон соответственно низко-, средне- и высокопродуктивных руд.

Легкообогатимые средне- и высокопродуктивные железистые кварциты в Михайловском районе, аналогично Лебединскому рудному узлу Орловско-Оскольского района КМА [2], сосредоточены главным образом в промежуточной зоне и зоне выклинивания, окаймляющих осевую часть прогиба. В наиболее погруженных зонах синклинирии практически интерес представляют лишь участки со слабо денудированной поверхностью нижнего протерозоя, где возможно сохранились суперпродуктивные железистые кварциты верхней рудной подсвиты коробковской серии.

Принимая во внимание, что главной задачей современного прогнозирования и поисков железных руд на КМА является качественное улучшение известной сырьевой базы, структурно-фациальный анализ отложений рудоконтролирующих синклинирных зон должен рассматриваться как один из ведущих методов разбраковки рудопоявлений, участков и магнитных аномалий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж. 1966.
- Соколов Н. А. Промышленные типы железистых кварцитов и некоторые закономерности их размещения в юго-восточной части бассейна Курской магнитной аномалии: Автореф. канд. дис. М., МГУ, 1974.
- Чайкин С. И. Генетические типы железисто-кремнистых формаций Курской магнитной аномалии (КМА). — Геол. журнал, 1981, № 5, с. 50—61.



Корреляция верхнедевонско-нижнетурнейских отложений европейской части СССР по конодонтам

Во многих регионах мира для дробной стратификации верхнедевонских отложений используется стандартная конодонтовая зональная шкала, разработанная В. Циглером [15] для верхнего девона Рейнских Сланцевых гор. Шкала содержит 11 зон и 24 подзоны, выделенные по смене комплексов конодонтов в отложениях верхнего девона карьера Мартенберг у Адорфа, где ранее Р. Ведекиндом были установлены зоны по гониатитам. Разрез представлен карбонатно-кремнистыми битуминозными отложениями небольшой мощности.

В принимаемом здесь объеме франского яруса выделены зоны: *Schmidtognathus hermanni* — *Polygnathus cristatus* (Upper), *Polygnathus asymmetricus*, *Ancyrognathus*, *triangularis*, *Palmatolepis gigas*, *Palmatolepis triangularis*, а в разрезе фаменского яруса — *Palmatolepis crepida*, *Palmatolepis rhomboidea*, *Palmatolepis marginifera*, *Scaphignathus*, *velifer*, *Polygnathus styriacus* и *Bispathodus costatus*.

Международной подкомиссией по стратиграфии девона предлагаются для обсуждения три уровня проведения границы между живетскими и франскими отложениями: внутри зоны *Schmidtognathus hermanni* — *Polygnathus cristatus*, в основании подзоны *Lowermost asymmetricus* и в основании подзоны *Lower asymmetricus*. В бельгийском стратотипе франского яруса этим уровням отвечают: 1) верхняя часть формации Фромленн (F_{1c}), в которой встречены конодонты *Schmidtognathus hermanni*, *Pandorinellina insita*; 2) основание слоев Фран (F_{2a}), где присутствуют *Ancyrodella binodosa*, *Polygnathus dubius*; 3) несколько выше основания слоев Фран, где найдены *Ancyrodella rotundiloba*.

Уровень проведения живетско-франской границы, принятый в СССР для Восточно-Европейской платформы, — в основании пашийских отложений — со-

ответствует, по-видимому, верхам конодонтовой зоны *Polygnathus varcus* Общей шкалы. Он располагается стратиграфически ниже намечаемых уровней международного стандарта, которые в изученных на платформе разрезах примерно отвечают основанию или середине кыновского, либо основания саргаевского горизонтов. В бельгийском же стратотипе верхняя граница франского яруса, установленная в основании слоев Сензиль, по конодонтовой зональности проходит в подошве средней подзоны *Palmatolepis triangularis*. По Унифицированной схеме Русской платформы [12] этот уровень располагается внутри евлановско-лвенских отложений центральных районов платформы или внутри аскынского горизонта Урала.

В стратиграфии фаменских отложений остается нерешенным вопрос о положении границы между нижним и верхним фаменскими подъярусами (внутри или в кровле зоны *Palmatolepis marginifera*). За кровлю фамена стандартной шкале принимается верхний предел зоны *Bispathodus costatus*, тогда как для европейской части СССР эта граница принята ниже — в кровле зоны *Polygnathus styriacus*.

Поскольку вопросы о границах живетского и франского, франского и фаменского, фаменского и турнейского ярусов остро дискуссионные и не могут быть окончательно решены по материалам рассматриваемых нами разрезов, в настоящей работе на корреляционной схеме положение указанных границ дано в соответствии с официально принятой в СССР Унифицированной схемой Русской платформы [12].

Анализ комплексов конодонтов конкретных разнофациальных разрезов верхнего девона европейской части СССР выполнен как по данным, полученным самими авторами, так по материалам других исследователей.

Авторами рассмотрены разрезы фаменского яруса Балтийской синеклизы [3], фаменско-нижнекаменноугольных отложений Припятского прогиба [5, 6], турнейских Донбасса [7, 14]. Кроме того изучены верхнедевонско-нижнекаменноугольные отложения Московской синеклизы, Воронежской антеклизы [9, 10], по Волго-Уральскому региону — разрезы Татарского свода, Верхнекамской впадины, Восточно-Оренбургской моноклинали, а также отдельных прогибов Камско-Кинельской системы, где комплексы конодонтов прослежены во впадинных (доманикоидных) и бортовых разрезах, представленных сферово-водородослевыми известняками [9, 11].

На Южном Тимане распространение франских конодонтов изучено в разрезах Ухтинского района (реки Чуть, Прег, Ухта, Доманик, Лыайоль и Велюка-Вож) [9], учтены также данные В. Г. Халымбаджи по доманиковой, лыайольской и вышележащим свитам [13]. Использованы материалы из отложений депрессионного типа Печорской синеклизы в пределах Джебольского некомпенсированного прогиба (бассейн Верхней Печоры). По Южному Уралу проанализированы комплексы конодонтов из разрезов верхнего девона по рекам Сиказа, Зиган, Рыбзак [4].

Весь этот фактический материал позволил составить схемы корреляции франских (табл. 1) и фаменско-нижнетурнейских (табл. 2) отложений европейской части СССР. В основании верхнего девона центральных районов Восточно-Европейской платформы выделена глинисто-алеврито-песчаная толща шигровского горизонта* мощностью 80—100 м, в которой находки конодонтов редки. В подошве этой толщи обнаружены единичные формы *Polygnathus linguiformis* morphotype *epsilon* Ziegl. et Klap., *P. pseudofoliatus* Wit., *P. xylus xylus* Stauf. Скорее всего, рассматриваемый интервал

вал разреза и подстилающая его верхняя часть муллинского горизонта, для которого отмечаются как перечисленные выше конодонты, так и *Polygnathus webbi* Stauf., *Icriodus brevis* Stauf., *I. difficilis* Ziegl., Klap. et Johns., сопоставляющиеся с верхней подзоной *Polygnathus varcus*.

В Урало-Поволжье данному уровню, по-видимому, отвечают пашийско-нижнекыновские (пашийско-гайнинские) отложения. В них в разрезах Верхнекамской впадины, представленных преимущественно терригенными породами с прослоем известняка в основании нижнекыновских осадков, найдены виды *Polygnathus* ex gr. *linguiformis* Hinde, *P. varcus* Stauf., *P. xylus xylus* Stauf. Выше по разрезу, в средней части кыновских (арчединских) отложений, состоящих из известняков общей мощностью до 15 м, встречены конодонты *Polygnathus xylus xylus* Stauf., *P. varcus* Stauf., *P. decorosus* Stauf.

В ряде разрезов Оренбуржья на этом же уровне в доманикоидных фациях появляются формы, близкие к роду *Schmidtognathus*. На Южном Тимане здесь встречен *Polygnathus decorosus* Stauf.

В целом указанный интервал плохо представлен конодонтами, по присутствию в нем живетских элементов зоны *Polygnathus varcus* выявляется его крайне архаичный облик.

Исходя из анализа встреченных здесь видов и с учетом состава комплексов, выделенных непосредственно ниже — в верхах зоны *Polygnathus varcus*, а также в перекрывающих ее образованиях зоны *Polygnathus asymmetricus*, можно предположить, что эта часть разреза является фациальным аналогом зоны *Schmidtognathus hermanni* — *Polygnathus cristatus*.

В целом пашийско-кыновские отложения Урало-Поволжья (без верхней карбонатной пачки) коррелируются по конодонтам со средней и верхней частями формации Фромленн Бельгии. Трудность установления самой зоны *S. hermanni* — *P. cristatus* и ее аналогов, а также наличие своеобразного комплекса *Ancyrodella binodosa* в верхней пачке кыновского горизонта, обусловили необходимость выделения в названном регионе местных зон в ос-

* Здесь и ниже франские отложения центральных районов Восточно-Европейской платформы стратифицированы по схеме А. И. Ляшенко и др. [8], а при описании верхнедевонских отложений Урало-Поволжья и Южного Тимана использована Унифицированная схема Русской платформы [12], в скобках даны гонодонты по А. И. Ляшенко и др.

Схема корреляции франских отложений

Таблица 1

Общая стратиграфическая шкала			Субрегиональные стратиграфические схемы							
Система	Отдел	Ярус	Центральные районы Русской платформы — Московская синеклиза и Воронежская антеклиза [9]		Волго-Уральская область, Камско-Кинельская система — прогибов [9, 11, 13]		Южный Тиман		Южный Урал [4] (горизонт)	
			Конodontовая зона или слой	Горизонт [8]	Конodontовая зона	Горизонт, подъярус	Ухтинский район [9, 13] (свита)	Печорская синеклиза [2] (горизонт)		
Девонская	Верхний	Франский	Palmatolepis triangularis	Слон с <i>Polygnathus schulzeuskyi</i>	Ливенский	Palmatolepis triangularis	Верхнефранский подъярус	Ухтинская	Аскынский	Аскынский
			Palmatolepis gigas	Слон с массовыми <i>P. politus</i>	Евлановский	Palmatolepis gigas	Мендымский горизонт	Сирачойская	Мендымский	Мендымский
			Ancyrognathus triangularis	Слон с <i>Palmatolepis punctata</i>	Воронежский	Ancyrognathus triangularis	Доманиковский горизонт	Доманиковская	Домаников	Домаников
			Upper	Polygnathus timanicus	Семилукский	Polygnathus timanicus	Саргаевский горизонт	Усть-ярегская	Саргаевский	Саргаевский
		Middle	Верхняя подзона	Рудкинский	Ancyrodella totiploba	Верхняя подзона	Тиманская	Кыновский	Кыновский	
		Lower	Нижняя подзона	Хворостанский	Ancyrodella totiploba	Нижняя подзона	Кыновский горизонт	Кыновский	Кыновский	
		Lowermost	—	Щигровский	Ancyrodella binodosa	Кыновский горизонт	Кыновский	Кыновский	Кыновский	
		Schmidtognathus hermanni — Polygnathus cristatus	—	—	—	—	—	—	—	—
		Polygnathus var-	—	—	—	—	—	—	—	—

Схема корреляции фаменских и нижнетурнейских отложений

Общая стратиграфическая шкала			Субрегиональные стратиграфические схемы																																																																																																																																																																																																																																																																																																						
Система	Отдел	Ярус	Зоны стандартной конodontовой шкалы [15] в соответствии с унифицированной схемой Русской платформы	Южная Прибалтика (3) (свита)	Белоруссия, Припятский прогиб [5, 6] (слои)	Московская синеклиза и Воронежская антеклиза [19]	Донецкий карьер [7, 14] (свита)	Волго-Уральская область, Камско-Кинельская система прогибов [9, 11, 13]	Южный Тиман, Печорская синеклиза [2, 13] (подъярус, горизонт, слои)	Южный Урал [4] (горизонт)																																																																																																																																																																																																																																																																																															
Каменноугольная	Нижний	Турнейский	Siphonodella duplicata — Pseudopolygnathus triangularis		Упские Новоруднянские Калиновские	Слой с <i>Protopolygnathus variabilis</i> — <i>Siphonodella semichatovae</i>	Малево-упские слои	C ₁ ^b ₁	Siphonodella duplicata	Малево-упские слои	Ливинский нагорный горизонт	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои	Малево-упские слои

новании франского яруса (Н. Г. Чернышева, В. Г. Халымбаджа, 1978 г.) — *Ancyrodella binodosa*, *Ancyrodella rotundiloba* и *Polygnathus timanicus*. Эти зоны охватывают интервал разрезов от верхней части кыновских отложений до нижней части доманиковых*, причем зона *Ancyrodella binodosa* соответствует, видимо, подзоне *Lowermost asymmetricus*, зона *Ancyrodella rotundiloba* — подзонам *Lower asymmetricus* и *Middle asymmetricus*, а зона *Polygnathus timanicus* — подзоне *Upper asymmetricus*.

Зона *Ancyrodella binodosa* выделена в разрезах верхнего девона Урало-Поволжья в верхней малоомощной (3—15 м) карбонатной пачке кыновского (кикинского) горизонта, а на Южном Тимане — в разрезах Печорской синеклизы и Ухтинского грабена тоже в карбонатных отложениях верхней части кыновского (верхнетиманского) горизонта мощностью до 40—90 м. Для нее характерно нахождение наряду с зональным такими видами, как *Polygnathus decorosus* Stauff., *P. foliatus* Bryant., *P. normalis* Mil. et Young. Кроме того, присутствуют виды, переходящие из среднего девона, — *Polygnathus varcus* Stauff., *Icriodus expansus* Br. et M. В Ухтинском районе комплекс конодонтов с *Ancyrodella binodosa* встречен совместно с гониатитами *Koenenites naliniki* G. Ljasch., соответствующими зоне *Pharciceras lunulicosta*.

В центральных районах Восточно-Европейской платформы зоне *Ancyrodella binodosa* отвечают отложения верхней части шигровского горизонта (по положению в разрезе).

Совершенно очевидно, что уровень с *Ancyrodella binodosa* знаменуется наиболее резким изменением в живецко-франской последовательности конодонтов. В стратотипе слоев Фран *A. binodosa* встречается редко. В связи с этим при рассмотрении положения границы среднего и верхнего девона (в кровле формации Фромленн или в основании слоев Фран) бельгийские исследователи (П. Бултинк, М. Коэн, 1982 г.) предлагают проводить ее не

по появлению *Ancyrodella binodosa*, несколько выше — по появлению *A. rotundiloba*, так как последний имеет планетарное распространение. Одно признание этой границы на данном уровне противоречит ее положению, принятому по гониатитам, поскольку в СССР первые гониатиты *Koenenites* появляются в зоне *Ancyrodella binodosa*.

Зона *Polygnathus asymmetricus* прослежена во всех изученных разрезах. Соответствующий ей временной интервал совпадает с моментом устойчивого появления позднедевонских конодонтов, хотя первые из них встречаются уже в зоне *Ancyrodella binodosa*. В зоне *Polygnathus asymmetricus* выделены четыре подзоны. Подзона *Lowermost asymmetricus* была рассмотрена выше.

Подзонам *Lower asymmetricus*, *Middle asymmetricus* (=зона *Ancyrodella rotundiloba*) соответствуют в центральных районах Восточно-Европейской платформы хворостанские рудкинские отложения, представленные известняками с прослоями мергелей и глин мощностью до 30 м. Выделение самостоятельного рудкинского комплекса возможно только при бо́льшей представительности материала по наличию в комплексе видов *Ancyrodella rotundiloba* alata Glen. et Klap., *Palmatolepis transitans* Müll., *Polygnathus dengleri* Bisch. Таким образом, зоне *Polygnathus asymmetricus* в полном объеме отвечают верхнекыновские, саргаевские и нижняя часть доманиковых отложений до *Polygnathus lingulatus* Ovnat. и *P. brevilamiformis* Ovnat., разорванные в ее центральных районах — в верхней части шигровского, хворостанского, рудкинского и семилукского горизонтов.

На востоке платформы подзоны *Lower asymmetricus* и *Middle asymmetricus* (=зона *Ancyrodella rotundiloba*) выражены в карбонатных отложениях верхней части доманикового горизонта Вол- (2—50 м) саргаевского горизонта Ур-Уральской области и Южного Тимана. Она выделяется по резкой смене видного состава конодонтов, выражающейся в массовом развитии пальматона на Южном Тимане. В целом они уступают в этой зоне более многочисленным, налегающим по появлению в разрезе *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll. наряду с широко распространенными видами, типичными для подстилающих *metricus* видов *Polygnathus dengleri* Ovnat. и *Ancyrodella rotundiloba* (Bryant), а в подзоне

Middle asymmetricus — *A. rotundiloba* alata Glen. et Klap. и первых представителей рода *Palmatolepis* — *P. transitans* Müll. С подзоной *Lowermost asymmetricus* их связывают представители рода *Ancyrodella*, а также широко распространенные в низах франского яруса виды — *Polygnathus decorosus* Stauff., *P. foliatus* Bryant.

Подзоне *Upper asymmetricus* (=зона *Polygnathus timanicus*) в центральных районах Восточно-Европейской платформы синхронны семилукские отложения — глины с прослоями мергелей известняков (до 20 м). На востоке платформы эта подзона приурочена к нижней части доманикового горизонта общей мощностью 6—46 м в разрезах доманикоидных фаций, а также в бортовых разрезах, представленных микрозернистыми и доломитизированными известняками мощностью до 70 м.

Подзона *Upper asymmetricus* устанавливается по появлению и повсеместному распространению видов *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *P. punctata* (Hinde) наряду с подвидами *Polygnathus asymmetricus* и *P. timanicus* Ovnat. Сходство ее с подзоной *Lower asymmetricus* и *Middle asymmetricus* проявляется в присутствии подвидов группы *Polygnathus asymmetricus*, а также *Palmatolepis transitans* Müll., *P. hassi* Müll. et Müll.

Таким образом, зоне *Polygnathus asymmetricus* в полном объеме отвечают верхнекыновские, саргаевские и нижняя часть доманиковых отложений до *Polygnathus lingulatus* Ovnat. и *P. brevilamiformis* Ovnat., разорванные в ее центральных районах — в верхней части шигровского, хворостанского, рудкинского и семилукского горизонтов.

Зона *Ancyrodella rotundiloba* выражена в карбонатных отложениях верхней части доманикового горизонта Вол- (2—50 м) саргаевского горизонта Ур-Уральской области и Южного Тимана. Она выделяется по резкой смене видного состава конодонтов, выражающейся в массовом развитии пальматона на Южном Тимане. В целом они уступают в этой зоне более многочисленным, налегающим по появлению в разрезе *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll. наряду с широко распространенными видами, типичными для подстилающих *metricus* видов *Polygnathus dengleri* Ovnat. и *Ancyrodella rotundiloba* (Bryant), а в подзоне

Ancyrodella nodosa Ulr. et B., *A. curvata* Br. et M., *Palmatolepis punctata* (Hinde), *P. provera* Ziegl.

В центральных районах Восточно-Европейской платформы зоне *Ancyrodella triangularis* по положению в разрезе над зоной *Polygnathus timanicus* и под зоной *Palmatolepis gigas* отвечает терригенная петинская толща, в которой конодонты не встречены. В аналогах петинских отложений — карбонатных осадках алатырского горизонта, развитых к востоку от р. Дон, наряду с эндемичными полигнатидами присутствуют представители рода *Palmatolepis* — *P. punctata* (Hinde) и *P. provera* Ziegl., что позволяет сопоставить алатырский комплекс конодонтов с зоной *Ancyrodella triangularis*. В Белоруссии этому уровню, по-видимому, отвечают речичские слои, также располагающиеся в разрезе под зоной *Palmatolepis gigas* (воронежский горизонт).

Смена комплексов конодонтов на уровне зон *Polygnathus asymmetricus* — *Ancyrodella triangularis* столь значительна, что именно здесь должна проходить граница нижне- и верхне-франского подъярусов. Последняя, таким образом, отвечает основанию алатырского горизонта в центральных районах Восточно-Европейской платформы и границе нижнего и верхнего доманика на востоке платформы.

Зона *Palmatolepis gigas* широко распространена в разрезах верхнего девона европейской части СССР. В центральных районах Восточно-Европейской платформы она характеризует карбонатные воронежские отложения (до 40—60 м), в Урало-Поволжье — карбонатные кремнисто-глинисто-битуминозные образования мандымского горизонта (25—50 м). На бортах и сводах Усть-Черемшанского прогиба эта зона установлена в неравномерно доломитизированных органогенных известняках воронежского горизонта, а на бортах Нижнекамского прогиба ей синхронны мандымские, самсоновские и воронежские отложения.

В Оренбуржье зоне *Palmatolepis gigas* соответствуют низы колганской толщи, возраст которой определяется в интервале от этой зоны до зоны *Palmatolepis rhomboidea* (Н.С. Овнатанова).

* Первоначально Н. Г. Чернышева, В. Г. Халымбаджа (1978 г.) к зоне *Ancyrodella binodosa* относили пашийско-кыновские отложения.

ва, С. П. Макарова, 1981 г.). На Южном Урале она установлена Л. И. Кононовой (1969 г.) в топонимической местности мендынского горизонта совместно с гониатитами *Manticoceras intumescens* Beyr.

На Южном Тимане с зоной *P. gigas* коррелируется лыайольская свита мощностью 50—60 м, представленная в доманикоидной фации, и вышележащая не битуминозная глинистая ветлазская свита (150—200 м).

Выделяется зона *Palmatolepis gigas*, по появлению подвидов *Palmatolepis gigas*, а также видов *P. subrecta* Mil. et Young., *P. foliacea* Young., *Polygnathus brevis* Mil. et Young., *P. unicornis* Mil. et Young.

В комплексе конодонтов из воронежских отложений Центрального девонского поля наряду с полигнатидами (*Polygnathus politus* Ovnat., *P. incompletus* Uyeno, *P. churkini* Sav. et Fun, *P. unicornis* Mil. et Young. и др.) отмечаются единичные *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll.; развит также подвид *P. gigas semichatovae* Ovnat. В Приказанском районе Татарии и восточнее *P. gigas semichatovae* Ovnat. встречается с номинальным подвидом *P. gigas gigas* Mil. et Young. Совместная встречаемость указанных подвидов типична и для восточных районов платформы, где распространены преимущественно карбонатные кремнисто-глинисто-битуминозные отложения доманикоидной фации. По-видимому, для последней характерен номинальный подвид, тогда как *P. gigas semichatovae* может присутствовать как в карбонатных, так и в карбонатно-глинистых осадках. Это имеет место и на Южном Тимане в сирачойской свите, которую, возможно, также следует относить к зоне *Palmatolepis gigas*. Комплексы конодонтов из вышележащих отложений франского и фаменского ярусов менее представительны, что в значительной мере связано с недостаточным отбором керн из этой части разреза.

Зона *Palmatolepis triangularis* выделяется в объеме карбонатных евлановско-ливенских отложений Урало-Поволжья мощностью 45 м. На Южном Урале и Тимане ей соответствуют карбонатные аскынские отложения (4—25 м). Зона *Palmatolepis triangularis*

устанавливается по исчезновению форм, встречаемых наряду с перепочти всех видов рода *Palmatolepis* многокамерными *Glomospiralla rara* Lip., *G. rara recta* Lip., *Septaglomospiranella compressa* Lip., а в зоне *P. marginifera* выделяется внутривидовую изменчивость. Кроме фораминиферы *Quasiendothyra subperlobata* (Br. et M.), *P. delicatula* Tschern. На территории Южной Прибалтики (эстонская синеклиза) зонам *P. crepida*—*P. marginifera*, по-видимому, отвечают верхняя часть ионийской свиты, курсакская и, возможно, низы акменской свиты. Это обосновано на основании данных в карбонатах верхов ионийской и низов курсакской свит видов *Palmatolepis crepida* и *Palmatolepis wolskae* Ovnat., *Polygnathus brevilaminus* Br. et M., а в породах курсакской и значительной части акменской свиты [3] — видов *Polygnathus glaber* Ulr. et B., *P. nodocostatus* Br. et M.

В Прибалтике зона *P. triangularis* отвечает, по-видимому, крутой шхуляйской свиты по присутствию в ней *Ancyrodella* sp. и *Palmatolepis triangularis* и по положению в разрезе под зоной *Palmatolepis crepida* [3]. Согласно Унифицированной терминологии Прибалтики, обе эти свиты относятся к нижнефаменскому подъярису. В центральных районах Восточной Европейской платформы с зоной *Palmatolepis triangularis* по стратиграфическому положению над зоной *Palmatolepis gigas* сопоставляются евланские и ливенские отложения, охарактеризованные своеобразным комплексом полигнатид, среди которых отмечены виды *Polygnathus brevis* Mil. et Young. s. lato, *P. krestovnikovi* Ovnat., *P. politus* Ovnat.

Зоны *Palmatolepis crepida*, *Palmatolepis rhomboidea* и *Palmatolepis marginifera* прослежены в Урало-Поволжье в отложениях, содержащих гониатиты зоны *Cheiloseras* в маломощных (30—50 м) доманикоидных фациях впадинных разрезов, а также в более мощных разрезах, представленных сфаггитовыми известняками, общими для фаменского яруса. В Печорской синеклизе эти три зоны выделены в карбонатных отложениях (60 м) нижнефаменского подъяруса совместно с фораминиферами *Septaglomospiranella primaeva* Lip. и редкими *Quasiendothyra bella* Tschern., *Q. communis* (Raus.) в верхней части разреза, а на Южном Урале — в карбонатных отложениях (2—6 м) макарского горизонта и в низах мурзакских отложений общей мощностью 10 м.

Среди фораминифер в зоне *P. crepida* (низы макарского горизонта) присутствуют однокамерные и редкие примитивные многокамерные формы. В зоне *P. rhomboidea* (средняя часть макарского горизонта) однока-

мерные формы встречаются наряду с перепочти всех видов рода *Palmatolepis* многокамерными *Glomospiralla rara* Lip., *G. rara recta* Lip., *Septaglomospiranella compressa* Lip., а в зоне *P. marginifera* выделяется внутривидовую изменчивость. Кроме фораминиферы *Quasiendothyra subperlobata* (Br. et M.), *P. delicatula* Tschern. На территории Южной Прибалтики (эстонская синеклиза) зонам *P. crepida*—*P. marginifera*, по-видимому, отвечают верхняя часть ионийской свиты, курсакская и, возможно, низы акменской свиты. Это обосновано на основании данных в карбонатах верхов ионийской и низов курсакской свит видов *Palmatolepis crepida* и *Palmatolepis wolskae* Ovnat., *Polygnathus brevilaminus* Br. et M., а в породах курсакской и значительной части акменской свиты [3] — видов *Polygnathus glaber* Ulr. et B., *P. nodocostatus* Br. et M.

Вышележащие карбонатные отложения фаменского яруса коррелированы с зонами *Scaphignathus velifer* и *Polygnathus styriacus*.

Зона *Scaphignathus velifer* выделена в отложениях крайнего мелководья. На территории СССР она пока установлена в осадках верхнего фамена Закавказья и Омолонского массива (В. А. Аристов, 1977 г.; М. Х. Гагиев, 1982 г.).

В разрезах Урало-Поволжья этой зоне соответствуют доманикоидные фации низов верхнего фамена общей мощностью 26—45 м, что обосновывается их положением в разрезе над зоной *Palmatolepis marginifera* и присутствием в них видов: *Palmatolepis rugosa trachytera* Ziegl., *P. glabra pectinata* Ziegl., *P. gracilis gracilis* Br. et M. Среди фораминифер верхней части указанной зоны появляются первые многокамерные *Septatourayella rauserae* Lip.

В Печорской синеклизе зона *Scaphignathus velifer* по положению в разрезе между зонами *Palmatolepis marginifera* и *Polygnathus styriacus* отвечает низы нижнезеленецкого горизонта общей мощностью 30 м, представленные известняками с прослоями мергелей. На Южном Урале ей синхронны карбонаты верхней (большей) части мурзакского горизонта, содержащие конодонты: *Palmatolepis glabra lepta* Ziegl. et Hud., *P. perlobata schindewolfi* Müll., *P. rugosa grossi* Ziegl., *Polygnathus perplexus* (Thom.). Здесь появляются крупные фораминиферы *Quasiendothyra communis* (Raus.).

В Прибалтике с зоной *Scaphignathus velifer*, по-видимому, коррелируется верхняя часть акменской, мурская и, возможно, низы шветеской свиты по

2. По комплексам конодонтов отмечается значительно большее сходство разрезов однофациальных отложений, хотя и распространенных в районах, находящихся далеко друг от друга (например, Восточно-Европейская и восточная часть Северо-Американской платформы), чем разнофациальных, но непосредственно примыкающих друг к другу (центральные и восточные районы Восточно-Европейской платформы).

3. По данным изучения конодонтов в отложениях, сформировавшихся в мелководной обстановке (центральные районы Восточно-Европейской платформы), предпринята попытка создания местных зональных шкал. В этих шкалах можно выделить две-три межрегиональные конодонтовые зоны, которые могут служить надежными реперными уровнями при широких корреляциях. Таковы во франских отложениях зоны *Polygnathus asymmetricus* и *P. gigas* (см. табл. 1), в фаменских — зоны *Palmatolepis crepida*, *P. marginifera* и *Polygnathus styriacus*, а в нижнекаменноугольных — зоны *Bispathodus costatus* и *Siphonodella s. lato* (см. табл. 2).

4. Наиболее существенные перестройки в структуре комплексов происходили в основании зоны *Ancyrodella binodosa* (=подзона *Lowermost asymmetricus*), в основании зоны *Siphonodella s. lato*. Представляется более правильным рассматривать зону *Ancyrodella binodosa* в составе франского яруса, поскольку для нее характерны наиболее резкие изменения в животно-франской последовательности конодонтов. Зона *Ancyrognathus triangularis*, установленная в основании верхней части доманикового горизонта и принимаемая в подошве алатырского горизонта, должна располагаться в основании нижней границы верхнефранского подъяруса.

Основание зоны *Siphonodella sulcata*, в которой отмечается появление сифоноделл (с устойчивыми родовыми признаками), патрогнатусов и клидогнатусов, следует рассматривать в качестве границы между девонской и каменноугольной системами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аристов В. А. О конодонтах пограничных отложений девона и карбона на Русской платформе. [Препринт]. Магадан, 1981.
2. Дуркина А. В., Кушнарёва Т. И., Халымбаджа В. Г. Зональное расчленение верхнего девона и пограничных с карбоном слоев Печорской синеклизы. — Сов. геология, 1980, № 3, с. 56—68.
3. Жейба С., Валоквичус Ю. Новые данные о фаменских конодонтах Южной Прибалтики. — Научн. труды вузов ЛитССР. География и геология, 1972, № 9, с. 167—171.
4. Кононова Л. И. Значение конодонтов в стратиграфии фаменских и турнейских отложений Урала. — В кн.: Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Свердловск, 1979, с. 72—93.
5. Кручек С. А. Нижнефаменские межзональные отложения Припятского прогиба. Автореф. канд. дис. Минск, Ин-т геологии и геохимии АН БССР, 1975.
6. Кручек С. А., Барсков И. С., Алексеев А. Конодонты каменноугольных отложений Припятской впадины. — В кн.: Мат-лы стратиграфии Белоруссии. Минск, 1979, с. 76—77.
7. Липнягов О. М. Конодонты C_{1t}^a и C_{1t}^{1b} немецкого бассейна. — Serv. Geol. Bel., 1979/5, № 161, р. 41—49.
8. Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы/А. И. Ляшенко, С. В. Астройки, И. Г. Гассанова и др. Т. 2. М., Недра, 1970. (Тр. ВНИГНИ, вып. 75).
9. Овнатанова Н. С. Конодонты франского яруса центральных и восточных областей Русской платформы и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дис. ВНИГНИ, 1972.
10. Овнатанова Н. С. Об объеме франского яруса и границах его подразделений конодонтами. — Изв. АН СССР, 1978, № 1, с. 79—84.
11. Особенности строения карбонатных толщ верхнего девона Усть-Черемшанского прогиба/В. С. Губарева, Л. И. Кононова, Е. Г. Миняева, Н. С. Овнатанова. — Изв. вузов. Сер. Геология и разведка, 1980, № 1, с. 20—28.
12. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы (1962 г.). Л., Недра, 1965.
13. Халымбаджа В. Г. Конодонты, закономерности геохронологического и географического распространения и стратиграфического значения (на примере позднедевонских конодонтов). Автореф. докт. дис. М., МГУ, 1981.
14. Характеристика опорного разреза пограничных слоев девона и карбона (зоны C_{1t}^a — C_{1t}^{1b} Донецкого бассейна)/Д. Е. Азиев, О. И. Берченко, Н. Е. Бражников и др. [Препринт]. Магадан, 1980.
15. Ziegler W. Conodont Stratigraphy of the European Devonian. — Geol. Am., mem. 1971, p. 227—284.

Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии докембрия: надежды и реальность

В СССР расчленению и корреляции докембрийских терригенно-карбонатных толщ с помощью строматолитов и микрофитолитов, содержащихся в карбонатных породах, уделяется большое внимание. Интенсивные исследования по выяснению стратиграфического значения фитолитов начались с конца 50-х годов и в дальнейшем приобрели весьма широкий размах. Изучением этих образований стали заниматься многие исследователи, а также целые коллективы различных научных и производственных организаций.

Нужно отметить, однако, что в 60—70-х годах изучение фитолитов имело крайне односторонний характер. Подавляющее большинство специалистов по строматолитам и микрофитолитам докембрия рассматривают эти образования не как окаменелые остатки реальных организмов, а лишь как посылки (или «биоседиментарные текстуры»), в создании которых принимали участие простейшие микроорганизмы, главным образом синезеленые водоросли.

В. М. Маслов — крупнейший знаток древних строматолитов и онколитов — подчеркивал, что они не идентичны обычным ископаемым организмам и относятся к водорослям, как коралловые рифы к самим кораллам. Он писал: «При исследовании строматолитов необходимо особенно педантично придерживаться идеи связи организма со средой. Несомненно, что условия образования, т. е. окружающая среда, влияют в значительной степени на рост строматолита, и связь этих образований с окружающей обстановкой чрезвычайно тесная. Из наблюдений над современным и ископаемым материалом вытекает, что строматолиты являются производными не только органического, но и неорганического мира, который непосредственно (и прямо, а не косвенно) участвует в образовании строматолитовых выростов. Поэтому описание строматолита как изолированного организма, что делалось и делается многими исследователями, может привести и привело к совершенно

превратным представлениям, ничего общего с природой этих образований не имеющим» [5, с. 26—27].

Тем не менее в 60—70-х годах главенствующую роль стало играть формально-морфологическое направление, сторонники которого исходя из практических задач — разработки и обоснования биостратиграфических схем расчленения и корреляции верхнедокембрийских отложений — по существу абстрагировались от изучения как биологических, так и абиогенных факторов, влияющих на образование фитолитов. Это направление сводится в основном к тому, что по форме, размерам, макро- и микростроению среди фитолитов выделяются формальные роды (группы) и виды (формы). Им присваиваются принятые в биологии и палеонтологии бинарные латинские названия, и по ним как по настоящим палеонтологическим объектам производятся расчленение и корреляция докембрийских терригенно-карбонатных толщ, развитых в удаленных друг от друга районах.

На первых порах (60-е годы) формально-морфологическое изучение докембрийских строматолитов и микрофитолитов давало весьма обнадеживающие результаты, и возможность их использования для расчленения и корреляции удаленных разрезов представлялась вполне реальной. В рифейских отложениях ряда районов вначале были выделены три разновозрастных комплекса строматолитов [7], а несколько позже установлен и четвертый — вендский (или юдомский) комплекс. Примерно в это же время З. А. Журавлева [2] в верхнепротерозойских отложениях Сибири выделила четыре комплекса онколитов и катаграфий — раннерифейский, среднерифейский, позднеерифейский и юдомский. С помощью перечисленных комплексов делались попытки расчленить и сопоставить верхнерифейские отложения на всей территории СССР. Предлагались и более детальные биостратиграфические схемы [1, 4, 6, 14], в которых комплексы строматолитов и

микрофитолитов подразделялись на подкомплексы, а вмещающие их породы — на горизонты, слои и т. д.

При дальнейшем изучении фитолитов накопился большой материал, который потребовал пересмотра или уточнения сложившихся ранее представлений. Было показано, что диапазон вертикального распространения целого ряда форм и групп шире, чем считалось ранее [15, 16]. Реальные комплексы строматолитов и микрофитолитов, характеризующие разрезы отдельных конкретных регионов, по формальному и групповому составу значительно отличаются от эталонных и трудно сопоставимы с ними. Так, В. Ю. Шенфильд, сравнивая рифейские строматолиты некоторых районов Сибири, пришла к выводу, что «... комплексы строматолитов, выделенные в опорном разрезе и априорно возведенные в межрегиональные, по существу нигде не повторяются. В каждом регионе наблюдается смена своих собственных комплексов, которые содержат общие группы или редкие межрегиональные формы строматолитов, известные в опорном разрезе, и нередко бывают представлены одними эндемичными формами и группами строматолитов, что свидетельствует о резкой латеральной изменчивости строматолитовых ассоциаций» [15, с. 63].

Сходные выводы относительно докембрийских комплексов микрофитолитов сделал и М. С. Якшин [16]. По его мнению, ассоциации микрофитолитов, накапливавшихся в различных структурно-фациальных зонах, т. е. в разных условиях, отличаются как по качественному составу, так и по диапазону вертикального распространения отдельных форм, в том числе руководящих. Вследствие указанных выше причин в ряде случаев было затруднительным или даже невозможным проведение границ между подразделениями общей стратиграфической шкалы позднего протерозоя, например, между средним и верхним рифеем на Сибирской платформе.

За последнее десятилетие накапливается все больше данных о том, что на форму и строение фитолитов большое влияние оказывали условия образования вмещающих пород и их последующие вторичные изменения в про-

цессе деформации, перекристаллизации, растворения и т. д. [11, 12, 13]. Необходимость изучения этих факторов, как отмечалось выше, неоднократно подчеркивал В. П. Маслов.

В 1976 г. во ВСЕГЕИ под руководством автора были начаты исследования по выяснению роли литолого-геохимических и биологических факторов в образовании фитолитов докембрия по изучению влияния вторичных изменений на форму и строение фитолитов на основе сбора данных об остатках древних микроорганизмов в кремнях и окремненых фитолитах. Полевые работы проводились в трех районах Сибири — северной части Патомского нагорья, восточной части Енисейского кряжа и на западном склоне Анабарского поднятия.

Установлено существование тесной взаимосвязи облика строматолитов и микрофитолитов, состава их ассоциаций с литолого-фациальными особенностями вмещающих пород. На примере перечисленных регионов отчетливо показано, что докембрийские фитолиты, как и современные их аналоги, являются мелководными образованиями и возникли в условиях очень подвижной водной среды в литоральной и, вероятно, в верхней части сублиторальной зонах морских бассейнов нормальной и повышенной солености. Как правило, в разрезе строматолитов и онколитов тесно сочетаются друг с другом и с карбонатными обломочными (в том числе грубообломочными) отложениями.

Гидродинамический режим оказывал значительное, если не решающее влияние на морфологию строматолитов. По-видимому, целиком определял размеры, форму и внутреннее строение онколитов. Столбчатые строматолиты, состоящие из мощных однородных пластов, сложенных из кристаллических пород, — деформация при уплотнении, растворение по сутурам, общая частичная перекристаллизация и т. д. Вследствие этого из концентрически-радиально-лучистых онколитов возникали радиально-лучистые, появлялись также микроструктуры типа медуляритовых, гиероглифитовых и другие, которые не имеют отношения к строматолитовым, хотя и описывались как таковые под бинарными лавинскими названиями. Несомненно, что в этих условиях формировались также строматолиты, тесно связанные с явными микроструктурами (шестоватые,

органическими текстурами. Интенсивное образование онколитов и наплавление обломочного материала приводили к угнетению строматолитов и к полному исчезновению вследствие сгребения под онколитами, грубозернистыми песками и брекчиями.

При незначительном перемере и быстром захоронении карбонатных обломков образовывались онколиты плохортированные, неправильной формы, малым числом слоев в оболочке, условиях же длительного перемерения — хорошо сортированные, округлые, почти сферические, с большим количеством тонких концентрических слоев вокруг первоначального, часто очень мелкого ядра. Под влиянием резко меняющейся динамики вод происходили взламывание уже отложенных и сцементированных онколитов и образование вокруг обломков новых концентрических, как, например, у *Osagia grandis* Zhur., *O. decaminata* Jak., сложных *O. tenuilamellata* Reithl. и др. Между этими формами наблюдаются взаимопереходы.

Анализ собственных материалов и литературных данных показал, что разделение докембрийских проблематических желваков на онколиты и фанерозойские онколиты не имеет основания, так как между ними никаких принципиальных различий нет. Даже наоборот, по форме и строению докембрийские онколиты, особенно радиально-лучистые, гораздо ближе к современным оолитам, чем к тем неправильным желвакам и коркам, которые относятся к современным и фанерозойским онколитам.

На форму и строение докембрийских микрофитолитов чрезвычайное воздействие оказывали вторичные процессы, происходившие в них и во вмещающих породах, — деформация при уплотнении, растворение по сутурам, общая частичная перекристаллизация и т. д. Вследствие этого из концентрически-радиально-лучистых онколитов возникали радиально-лучистые, появлялись также микроструктуры типа медуляритовых, гиероглифитовых, гиероглифитовых и другие, которые не имеют отношения к строматолитовым, хотя и описывались как таковые под бинарными лавинскими названиями. Несомненно, что в этих условиях формировались также строматолиты, тесно связанные с явными микроструктурами (шестоватые,

пятнистые, сгустковые и т. д.) и в строматолитах, но изучены они пока еще слабо и в литературе не описаны.

Исходя из характера вертикального и латерального распространения фитолитов по разрезам рифейских и вендских (юдомских) отложений Патомского нагорья, Енисейского кряжа и Анабарского массива, можно заключить, что выделяемые в них четыре разновозрастных комплекса строматолитов и микрофитолитов в каждом из районов имеют свой, специфический состав и представлены главным образом эндемичными формами. Вертикальное распространение многих форм значительно шире, чем обычно принято считать.

В табл. 1 приведена схема корреляции верхнепротерозойских отложений перечисленных выше районов, составленная в соответствии с решениями Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Сибири (Новосибирск, 1979 г.), а в табл. 2 — распределение микрофитолитов в разрезах верхнего протерозоя этих районов. На графике показаны только те формы и диапазон их вертикального распространения, которые приняты для данных разрезов Всесоюзным коллоквиумом по микрофитолитам, состоявшимся в г. Иркутске в 1979 г. [9]. Из табл. 2 видно, что комплексы микрофитолитов в разрезах рифея и венда Патомского нагорья, Енисейского кряжа и Анабарского поднятия отличаются друг от друга весьма резко как по формальному составу, так и по вертикальному распространению отдельных форм. Во всех трех районах одновременно встречаются лишь общие формы из таких групп с очень нечеткими диагностическими признаками, как вольвателлы, везикуляритесы, вермикулитесы, нубекуляритесы. Последние две группы микроструктур, с нашей точки зрения, представляют собой не микрофитолиты, а вторичные (диагенетические) образования. В Патомском нагорье и на Анабарском поднятии присутствуют лишь одна общая форма озагий и по три общих формы астеросфероидесов и радиоусов. Однако вертикальный диапазон их распространения весьма различен.

Таблица

Схема сопоставления верхнепротерозойских отложений

Возрастной индекс	Патомское нагорье	Анабарский массив	Енисейский край
V	Нохтуйская свита Тинновская свита Жербинская свита	Немакит-далдынская свита (низы) Старореченская свита	Островная свита Тасеевская серия
R ₃	Ченчинская свита Жуинская свита	Юсмастахская свита (верхняя подсвита)	Ослянская серия Тунгусикская серия
R ₂₋₃	Валюхтинская свита Боракунская свита Джемкуканская свита	Юсмастахская свита (нижняя подсвита)	Аладьинская свита Свита карточки
R ₂	Мариинская свита Баллаганахская свита		Погоруйская свита Удере́йская свита Горбилоская свита
R ₁	Тепторгинская серия	Котуйканская свита Усть-ильинская свита	Кординская свита

Не лучше обстоит дело и со строматолитами (табл. 3). Ни одна из форм строматолитов не встречается в разрезах всех трех районов, и только *Conophyton cylindricus* Masl. развит в двух районах — на Анабарском поднятии и Енисейском кряже, но и эта форма характеризует разные стратиграфические уровни. Все остальные распространены только в каком-либо одном из трех районов. Эндемичность строматолитов отчетливо видна и при анализе их группового состава (табл. 4). Из 37 групп лишь одна (группа байкалий) встречается во всех трех районах, но на разных стратиграфических уровнях, девять групп — в разрезах двух районов, остальные (27 групп из 37!) — только в одном.

Слабая изученность влияния обстановки осадконакопления и вторичных процессов на форму и строение фитолитов приводит к тому, что в состав диагностических признаков, итак весьма скудных, как указывали еще В. П. Маслов [5] и Е. А. Рейтлингер [8], включаются разнородные признаки. Их неопределенность и субъективизм позволяют выделить большое количе-

ство новых форм и одни и те же формы под разными названиями. Можно привести следующие примеры. З. Журавлева [2] описала в верхнепротерозойских отложениях Анабарского массива 25 форм онколитов и катагифий. Позже В. М. Мильштейн [6] установила для этого района 39 форм из которых 20 новых, а 11 форм (и 25) З. А. Журавлевой ею не отмечались. Из этих же отложений Вл. А. Комаром [3] описано 28 форм строматолитов. Н. П. Голованов [1] описал уже 55 форм, из которых 35 новые и только 20 общие с формами, установленными Вл. А. Комаром. Восемь форм из 25 также оказались не описанными (или описанными под другими названиями? — В. Г.).

Перечисленные выше неувязки, противоречия, возникшие при формально-морфологическом изучении фитолитов и их использовании в целях стратиграфии, нашли отражение в материалах последних коллоквиумов по микрофитолитам (Новосибирск, 1975 г. Иркутск, 1979 г.), Второго Всесоюзного симпозиума по палеонтологии докембрия (Ленинград, 1976 г.) и ос-

Распределение микрофитолитов в разрезах верхнего протерозоя *

Общая стратиграфическая шкала	V	R ₃	R ₂₋₃	R ₂	R ₁
<i>O. tenuilamellata</i> Reitl.					
<i>O. pindova</i> Reitl.					
<i>O. columbata</i> Reitl.					
<i>O. composita</i> Z. Zhur.					
<i>O. crispata</i> Z. Zhur.					
<i>O. aculeata</i> Z. Zhur.					
<i>O. tchata</i> Jak.					
<i>O. acerba</i> Jak.					
<i>O. destimana</i> Jak.					
<i>O. nersinica</i> Jak.					
<i>O. recta</i> Voron.					
<i>O. caudata</i> Korol.					
<i>O. donatella</i> Korol.					
<i>O. grandis</i> Z. Zhur.					
<i>O. corticosa</i> Nat.					
<i>O. pulla</i> Z. Zhur.					
<i>O. kotlikanica</i> Mist.					
<i>O. stobint</i> Mist.					
<i>O. anabarska</i> Mist.					
<i>O. radiosa</i> Mist.					
<i>O. subarctica</i> Mist.					
<i>O. monolamellata</i> Z. Zhur.					
<i>O. uderetia</i> Jak.					
<i>A. serratus</i> Z. Zhur.					
<i>A. humilis</i> Z. Zhur.					
<i>A. emendatus</i> Jak.					
<i>A. ustulatus</i> Voron.					
<i>A. primus</i> Voron.					
<i>A. multus</i> Voron.					
<i>A. radiatus</i> Korol.					
<i>A. legibilis</i> Z. Zhur.					
<i>A. diffluentis</i> Z. Zhur.					
<i>A. floriformis</i> Z. Zhur.					
<i>A. purnus</i> Mist.					
<i>A. lucidus</i> Mist.					

* Здесь и в других таблицах распределение комплексов для Анабарского массива дано полужирной линией, для Патомского нагорья — пунктирной, для Енисейского кряжа — точками.

Продолжение табл. I																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
Volvatella																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
Общая стратиграфическая шкала	A	R ₃	R ₂₋₃	R ₂	R ₁	<i>R. stirpilis</i> Z. Zhur.	<i>R. aculeatus</i> Z. Zhur.	<i>R. tenuis</i> Z. Zhur.	<i>R. ravidus</i> Z. Zhur.	<i>R. badius</i> Z. Zhur.	<i>R. praetiformis</i> Z. Zhur.	<i>R. incertus</i> Jak.	<i>R. derosus</i> Jak.	<i>R. modestus</i> Voron.	<i>R. crustosus</i> Z. Zhur.	<i>R. limpidus</i> Z. Zhur.	<i>R. elongatus</i> Z. Zhur.	<i>R. anabarensis</i> Milst.	<i>R. terezhkova</i> Milst.	<i>R. kofukanicus</i> Milst.	<i>R. neulichus</i> Milst.	<i>R. golovanovi</i> Milst.	<i>R. makarovi</i> Milst.	<i>R. diadromus</i> Milst.	<i>V. horridus</i> Z. Zhur.	<i>V. vadosa</i> Z. Zhur.	<i>V. zonalis</i> Nar.	<i>V. absoluta</i> Nar.	<i>V. biljachica</i> Milst.	<i>V. kokorica</i> Milst.	<i>Globoidella jasmastachica</i> Milst.	<i>Glebovites gentilis</i> Z. Zhur.	<i>Glebovites guttatus</i> Jak.																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																		

Общая стратиграфическая шкала	Vesicularites												Vermiculites				Nubecularites													
	<i>V. flexuosus</i> Reill.	<i>V. compositus</i> Z. Zhur.	<i>V. rectus</i> Z. Zhur.	<i>V. marinus</i> Dol.	<i>V. krylovi</i> Zabr.	<i>V. kurlinicus</i> Jak.	<i>V. splinosus</i> Dol.	<i>V. lobatus</i> Reill.	<i>V. concretus</i> Z. Zhur.	<i>V. porrectus</i> Z. Zhur.	<i>V. congermans</i> Z. Zhur.	<i>V. enormis</i> Z. Zhur.	<i>V. bothrydioformis</i> (Krasnop.)	<i>V. rotundus</i> Z. Zhur.	<i>V. sphaericus</i> Milst.	<i>V. obscurus</i> Z. Zhur.	<i>V. stratosus</i> Z. Zhur.	<i>V. emensis</i> Z. Zhur.	<i>V. tomulachus</i> Milst.	<i>V. suchartchus</i> Milst.	<i>V. tortuosus</i> Reill.	<i>V. irregularis</i> (Reill.)	<i>Medularites lineolatus</i> Nar.	<i>N. calagragaphus</i> Reill.	<i>N. parvus</i> Z. Zhur.	<i>N. abustus</i> Z. Zhur.	<i>N. anilis</i> Z. Zhur.	<i>N. deformis</i> Jak.	<i>N. uniformis</i> Z. Zhur.	
V																														
R ₃																														
R ₂₋₃																														
R ₂																														
R ₁																														

бенно при подготовке и проведении Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичных отложений Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.).

Имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о том, что комплексы строматолитов и микрофитолитов при современной их изученности, по-видимому, не могут иметь самостоятельного стратиграфического значения и могут быть использованы для расчленения и межрегиональной корреляции докембрийских отложений только в сочетании с другими методами.

Назрела необходимость перейти от формально-морфологического изучения фитолигов к широким и детальным исследованиям по выяснению условий их образования, литолого-фациальной и формационной приуроченности, вторичных изменений, к тщательным поискам и изучению остатков микроорганизмов в самих фитолитах и вмещающих их породах (в первую очередь, в окремнелых разновидностях, в которых лучше всего сохраняются клеточные структуры). Только такое комплексное изучение докембрийских фитолигов позволит выяснить степень влияния различных факторов на особенности строматолитов и микрофитолитов, более объективно оценить их реальное стратиграфическое значение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голованов Н. П. Строматолиты верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. — В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л., 1970, с. 60—89.
2. Журавлева З. А. Онколиты и катаграфии рифей и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. М., Наука, 1964. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 114).
3. Комар Вл. А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений Сибирской платформы

- и их стратиграфическое значение. М., Наука, 1966. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 15).
4. Крылов И. Н., Нужнов С. В., Шаповалова И. Г. О строматолитовых комплексах среднего рифея. — Докл. АН СССР, 1970, т. 181, с. 426—429.
5. Маслов В. П. Строматолиты. М., Изд. АН СССР, 1960. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 41).
6. Мильштейн В. Е. Микрофитолиты из ополочного разреза верхнедокембрийских отложений по реке Кетуйкан на западном склоне Анабарского поднятия. — В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. 1970, с. 90—123.
7. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой)/Б. М. Кривер, Г. А. Казаков, И. Н. Крылов и др. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 2, с. 26—41.
8. Рейтлингер Е. А. Атлас микроскопических органических остатков и проблематических древних толщ Сибири. М., Изд-во СССР, 1959. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 2).
9. Решения и рекомендации Всесоюзного симпозиума по микрофитолитам опорных разрезов верхнего докембрия Средней Сибири. Иркутск, 1979.
10. Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М., Изд-во СССР, 1962. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 6).
11. Семихатов М. А., Комар Вл. А., Серебряков С. Н. Юдомский комплекс стратиграфической местности. М., Наука, 1970. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 210).
12. Серебряков С. Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М., Наука, 1975. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 200).
13. Хоментовский В. В., Якишин М. С. О различных условиях осадкообразования и морфологических признаках микрофитолитов. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом (поздний докембрий и ранний палеозой). Новосибирск, 1973, с. 134—144.
14. Шаповалова И. Г. Стратиграфия и стратиграфия рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба. Новосибирск, Наука, 1974.
15. Шенфильд В. Ю. Значение строматолитов для определения границ верхнего и раннего кембрия. Л., 1979, с. 62—68.
16. Якишин М. С. Проблема расчленения раннего докембрия Сибири по микрофитолитам. — В кн.: Палеонтология докембрия. М., 1979, с. 80—85.

УДК 551.732/733.02 : [552.2+550.4] (235.216-15)

В. Д. БРЕЖНЕВ, Ю. К. БУРКОВ, А. А. УДАЛОВА (ВСЕГЕИ)

Литолого-стратиграфическая и геохимическая корреляция отложений нижнего палеозоя в западной части Южного Тянь-Шаня

Время заложения и особенности развития в нижнем палеозое геосинклиналей Южного Тянь-Шаня — одни из главных нерешенных вопро-

сов геологии региона, очень важного в геологическом отношении.

В западной части Южного Тянь-Шаня в основании палеозойского разреза залегают мощные однообразные толщи преимущественно терригенного состава, до недавнего времени относимые к лландовери — нижнему венлоку. Они образуют в совокупности так называемый песчаниково-сланцевый граптолитовый комплекс мощностью в несколько километров, который почти целиком слагает Туркестанский хребет, предгорья северного склона Зеравшанского хребта, большую часть гор Мальгузар и Гобдунтау, значительные площади в хребтах Северный и Южный Нуратау (рис. 1).

В составе этого комплекса наряду с широко развитыми толщами нижнего силура присутствуют отложения среднего — верхнего кембрия, нижнего, видимо, среднего и верхнего ордовика [4, 5, 6, 7]. Однако сложная складчатость чешуйчатая структура граптолитового комплекса, частая и прерывистая повторяемость конформно смятых и литологически сходных фрагментов разреза кембрия, ордовика и нижнего силура, а вместе с тем и очень редкие находки органических остатков нижнего палеозоя затрудняют их выделение и особенно корреляцию на больших площадях.

В настоящее время на рассматриваемой территории устанавливаются две вещественно-стратиграфические ассоциации горных пород — ордовикская, отчетливо различающаяся по составу, строению и распространенности. Нижняя, средне-верхнекембрийская — доломитово-известняково-глинистая — распространена локально в узких, тектонически обособленных полосах — ядрах антиклинальных складок и во фронтальных частях наиболее крупных чешуй. Верхняя, мощная глинисто-песчаная доломитовая формация ордовика — нижнего силура — с очень сложной полифациальной инфраструктурой включает более 90 % объема песчаниково-сланцевого комплекса.

Основное внимание уделено доломитово-известняково-глинистой формации, представленной глинистыми и известково-глинистыми сланцами, алевролитами, известняками и доломитами, реже песчаниками, которые тонко переслаиваются между собой, группируясь в пачки с ритмичным строением. Обычно выделяется 3—7 пачек мощностью в среднем 25—75 м с преобладанием до карбонатных, до глинистых пород. Но в целом такое деление условно, поскольку границы пачек нечетко выражены, а в свою очередь, — на еще более мелких элементах разреза — группировки (мощностью 3—7 м) тонко и часто чередующихся между собой слоев (от 0,01—0,02 до 0,15—0,20 м). Кроме того, пачки и подпачки, как правило, не выдержаны по простиранию и в одном обнажении линзовидно выклиниваются, сменяясь одна другой.

В целом направленность процесса седиментации первичных осадков доломитово-известняково-глинистой формации следующая. В нижней трети ее разреза доминируют карбонатные породы с преобладанием известняков над доломитами, глинистые сланцы и алевролиты составляют 15—30 %. В средней части в равной мере переслаиваются глинистые и известковистые сланцы, алевролиты, плитчатые известняки, нередко доломитизированные. Появляются единичные прослои известковистых песчани-

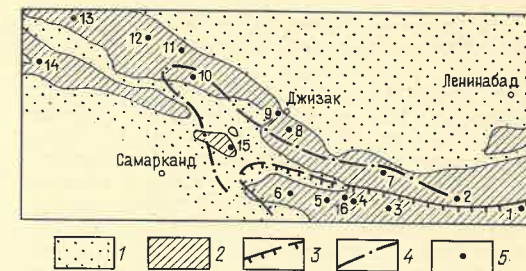


Рис. 1. Схема расположения разрезов доломитово-известняково-глинистой формации Нуратау-Туркестанского региона

Области развития отложений: 1 — каинзойских и мезозойских, 2 — палеозойских; границы между областями с различными условиями осадконакопления: 3 — морскими нормально-солончатыми и прибрежно-морскими слабосолончатыми, 4 — прибрежно-морскими и прибрежно-континентальными; 5 — местоположение разрезов: 1—6 — Туркестанского хребта (1 — рухшифская свита S_{12} , по Д. А. Старшину, р. Зеравшан у сел. Янгир; 2 — рабукская свита, $E_{2m}-E_3$, р. Арглы; 3 — S_{11-2} , по Г. П. Мясникову, западнее пер. Шахристан; 4 — E_{2m} , по М. П. Пулатову, или S_{11-2} , по М. М. Посоховой, р. Чандырсай; 5 — E_3 , или байкунгурская свита S_{11-2} , по М. М. Посоховой, р. Байкунгурсай; 6 — S_{12-3} , по Т. Э. Видусову, или S_{11-2} , по М. М. Посоховой, р. Амандара; 7—8 — гор Мальгузар (7 — E_{2m} , р. Джалаир; 8 — папалакская, или акбулакская свита S_{12} , по В. А. Табачкову, или O_{1a-2} , по М. М. Посоховой и А. Н. Голикову, р. Рават); 9 — 13 — Северного Нуратау (9 — E_{2m} , р. Санзар, 10 — E_3-O_{1t} , р. Нарван; 11 — E_{2m} , р. Ухум, севернее пер. Тыкчабель; 12 — небольшой выход метаморфизованных пород $E_{2m}-E_3$ среди отложений «беспапанской свиты», р. Сентябсай; 13 — небольшой выход пород E_3-O_{1t} среди отложений «беспапанской свиты» у слияния рек Шох-Джарлык и Кудукча); 14 — Южного Нуратау, $E_{2m}-E_3$, р. Шарлак; 15 — гор Гобдунтау, E_{2m} , р. Ингичка; 16 — западной части Туркестанского хребта, E_3-O_{1t} , р. Акташ

ков и линзочки темных кремнистых пород. В верхних горизонтах широко распространены линзовидностойкие и плитчатые комковато-детритусовые, иногда конгломератовидные известняки, глинистые сланцы и алевролиты, известковистые алевролиты. Доломитизированные породы практически отсутствуют.

Для формации в целом характерно широкое развитие всех видов и модификаций косой и линзовидной слоистости. Своеобразен и цвет пород в осадках — светло-желтый и белесый в низах формации, голубовато-серый, светло-серый и пепельный — в ее верхней части.

При оценке мощности доломитово-известняково-глинистой формации необходимо постоянно иметь в виду, что ее естественная подоснова по существу нигде на столь обширной территории надежно не установлена, а чаще всего, видимо, не вскрыта. Лишь на северном склоне Туркестанского хребта в бассейне р. Арглы базальные горизонты формации с разрывом залегают на нижнекембрийских образованиях. Положение ее верхней границы также не вполне определенное, поскольку очень часто эта граница оказывается тектонической. Но в двух районах — Северном Нуратау (р. Нарван) и Туркестанском хребте (реки Байкунгурсай, Амандара, Рабут) кровлю формации с видимым согласием перекрывают отложения, принадлежащие низам глинисто-песчаниковой серии нижнего ордовика [6].

Тем не менее анализ мощностей доломитово-известняково-глинистой формации, хотя и по редким, разобленным и удаленным далеко друг от друга выходам, позволяет выявить некоторые общие закономерности. Наиболее устойчивую мощность (150—250 м) эти отложения имеют в Южном Нуратау и на большей части Северного Нуратау, причем порядок цифр почти не меняется от разреза к разрезу. Но уже в северо-западной части Северного Нуратау (реки Сентабсай, Соп и особенно Шох) мощность известняково-сланцевых пачек резко уменьшается до 20—50 м. По-видимому, здесь происходит расщепление разреза типа «конский хвост» с постепенным выклиниванием по латерали карбонатной части доломитово-известняково-глинистой формации, возможно, в связи с замыканием контура бассейна седиментации. Аналогичное явление могло иметь место в среднем кембрии и на западной оконечности Южного Нуратау, где, по устному сообщению К. К. Пяткова, в составе живачисайской свиты появляются прослои красноцветных пород.

Восточной половине рассматриваемой территории присущи значительные колебания мощностей отложений. При этом в осевой части Южно-Тяньшаньской геосинклинали (от верховьев р. Санзар до р. Арглы) шло почти непрерывное накопление известняково-сланцевых и терригенных образований нижнего, среднего и верхнего кембрия общей мощностью, по данным разных исследователей, от 1700 до 3500 м. Повышенная их мощность характерна и для двух окраинных разновидностей доломитово-известняково-глинистой формации. На юге — в горах Гобдунтау и на западной оконечности Туркестанского хребта — мощность формации достигает 400—450 м, на севере — в горах Мальгузар (бассейн р. Рават) — почти 600 м, а на остальной территории она по-прежнему не превышает 200—250 м.

Необходимо подчеркнуть, что постоянство состава, строения и особенностей чередования, однотипный набор литолого-текстурных признаков присущи всем без исключения разновидностям пород доломитово-известняково-глинистой формации, а своеобразие формационного облика позволяет повсеместно их опознавать и картировать. Однако до сих пор отдельные выходы отложений формации на всей рассматриваемой территории не удавалось скоррелировать между собой. Дело в том, что при картировании и составлении многочисленных, подчас противоречивых, стратиграфических схем того или иного района указанные отложения, как правило, включались в непрерывный разрез «силура», причем чаще всего в качестве второго (снизу) самостоятельного стратиграфического подразделения. Это рухисайская свита [9] (см. рис. 2) на южном склоне Туркестанского хребта (S₁₂, по Д. А. Старшинину), байкунгурская в Чумкартау (ранее S₁₁₊₂, а сейчас E₃, по М. М. Посоховой и А. Н. Голыкову), учкизлярская в горах Мальгузар (S_{12pl}, по В. А. Табачкову) или папалакская свита (E₃, по М. П. Пулатову, и S₁₂, по В. А. Табачкову), кайнарбулакская в Южном Нуратау (PZ₁, по Ю. Х. Лошкину) и др., наконец, живачисайская свита — наиболее распространенное собирательное название известняково-сланцевых отложений формации,

развитых на западе Южного Тянь-Шаня. П. Н. Подкопаев, впервые выделивший живачисайскую свиту, отнес ее к нижнему силуру после находок Т. И. Хайруллиной [5] стало ясно, что возраст свиты более древний, среднекембрийский.

За последние годы остатки трилобитов мажорского яруса обнаружены в четырех из 16 приведенных на схеме (см. рис. 1) разрезов доломитово-известняково-глинистой формации в низовьях р. Санзар, горах Гобдунтау, верховьях р. Байкунгурсай и в бассейне р. Рушиф. Ранее аналогичные находки были сделаны в отложениях рабутской свиты бассейна р. Арглы. Однако на значительных площадях в горах Мальгузар и в Туркестанском хребте возраст формации остается палеонтологически не доказанным и может быть признан среднекембрийским только условно, на основании идентичности литологического состава отчасти по положению в разрезе. Как помешало изучение нуратау-туркестанского комплекса, однообразный состав, сложное строение и слабая охарактеризованность основных элементов его разреза органическими остатками ставят подчас геологов-съемщиков, ведущих крупномасштабное картирование, трудное положение.

Авторами в процессе разработки новой стратиграфической основы, необходимой для геологического доизучения региона в масштабе 1:50 000, впервые была предпринята попытка использовать характеристики геохимических ассоциаций и оценку рядов подвижности химических элементов в породах главных формаций данного комплекса в качестве дополнительного критерия корреляции. Результаты изучения, расчленения, сопоставления, геохимического опробования и статистической обработки данных по более чем 120 разрезам кембрия, ордовика и силура, входящих в состав нуратау-туркестанского комплекса, и в первую очередь по кембрийским разрезам, со всей очевидностью свидетельствуют о принципиальной возможности комплексной литолого-стратиграфической и геохимической корреляции достаточно удаленных друг от друга выходов одновозрастных, хотя и не всегда палеонтологически охарактеризованных отложений [1] единого бассейна седиментации.

Применялась следующая методика полевых и камеральных геохимических исследований. Штупные пробы массой до 200 г отбирались по 30—40 штук из одного разреза вкосте пристирания пород, интервал отбора варьировался от 2—5 до 15—20 м в зависимости от мощности толщи. Из каждой толщи анализировались преобладающие в ее разрезе типы пород, предпочтение отдавалось алевритовым и глинистым разностям, наиболее информативным в геохимическом отношении. В кремнистых и карбонатных разностях содержание многих малых элементов весьма незначительно, и поэтому их аналитическая оценка затруднена, а грубообломочные образования еще всего несут геохимическую информацию в составе пород областей питания, а не о режиме бассейнов седиментации, в пределах которых они накапливались.

Анализ производился в Центральной химической лаборатории ВСЕГЕИ на установках УСА-6 (просыпкой) по методу внешнего

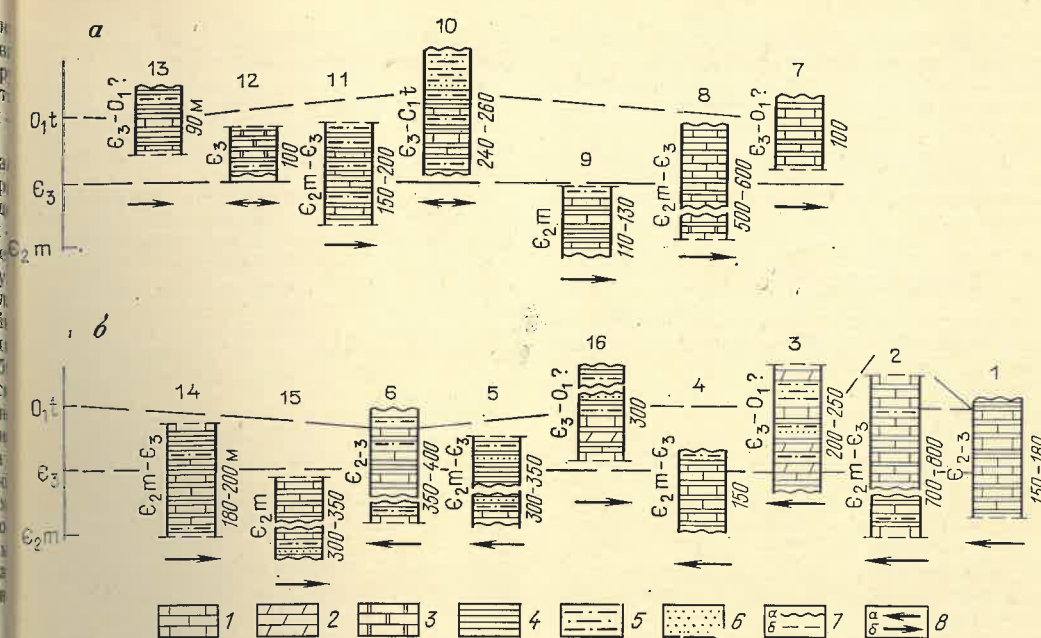


Рис. 2. Корреляция литолого-стратиграфических и геохимических гомологов доломитово-глинистой формации

Разрезы: а — Северного Нуратау и гор Мальгузар, б — Южного Нуратау, гор Гобдунтау и Туркестанского хребта; породы: 1 — известняки, 2 — доломиты,

3 — мраморизованные известняки, 4 — глинистые сланцы, 5 — алевриты, 6 — песчаники; 7 — границы сопоставляемых отложений (кровля и подошва); а — стратиграфические, б — тектонические; 8 — подвижность (а) и инертность (б) бария в геохимических ассоциациях; 1—16 — см. рис. 1

дарт. Исследовалось около 5000 спектральных проб на 19—20 малых элементов. Полученные данные обработаны на ЭЦВМ при активном участии В. В. Мараева и С. Г. Моргуновой (ВСЕГЕИ) по программе, разработанной Ю. К. Бурковым [3].

Для выделенных и изученных формаций и их частей по результатам математической обработки аналитических данных были построены геохимические структуры, отражающие одновременно и особенности ассоциирования химических элементов, и их относительную подвижность, в понимании Н. М. Страхова.

На основании геохимической характеристики и корреляции разрезов доломитово-известняково-глинистой формации среднего — верхнего кембрия (рис. 2) можно наметить следующие ряды подвижности элементов (наиболее тесно связанные между собой элементы заключены в квадратные скобки)*:

1. $[(Cr, Sn, Cu, Ni)(Ga, V)Ba, Ti, Zr] \rightarrow [Pb(Mn, Sr)]$
2. $[(Ni, Cr, Ti)(Co, Mo)(Pb, Ga)V, Cu]Sn \rightarrow [Mn(Zn, Ba, Sr)]$
3. $[Mo(Cr, Cu, Zn, Ni, Zr, Ba, V)(Ti, Ga)Co] \rightarrow [Mn(Pb, Sr)]$
4. $[(Ni, Cu, Cr)Ba, Ti, Ga, Zr)V] \rightarrow [Mn, Pb, Sr]$
5. $[(Ba, Ti, Ga, Cr, Cu)V]Ni \rightarrow [Pb(Mn, Sr)]$

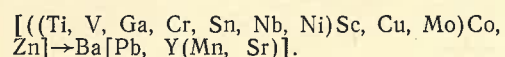
* Номера рядов соответствуют номерам разрезов на рис. 1. В пробах 1—6, 11, 12 и 16 итрий не определяется.

6. $[Ti(Ba, Ga, V)(Cr, Ni)Cu] \rightarrow [Pb(Mn, Sr)]$
7. $[(Cr, Ti)Co, Zr)Ga(Mo, Cu)Ni]Ba \rightarrow [Sc((Y, Zn)Pb(Mn, Sr))]$
8. $[(Ga, Cr)V, Mo, Zr, Ni, Ti, Cu] \rightarrow [Ba, Pb(Mn, Y, Sr)]$
9. $[(V, Ga, Ti, Cr)Ni, Zn)(Mo, Sc)Cu, Co]Zr \rightarrow [Pb(Ba, Y, Mn, Sr)]$
10. $[(Ga(V, Ti, Cr))Sc(Ni, Ba))Co] \rightarrow [Cu, Y(Zr, Mo)(Pb, Mn, Sr)]$
11. $[(Ti(Cr, Zn)V, Nb)Ni, Co, Sc] \rightarrow [Ba(Pb, Mn, Sr)]$
12. $[(Ni, Ti, Cr)Mo, Cu, Ga, Sc)Co, V, Nb)Pb, Ba] \rightarrow [Mn, Sr]$
13. $[(V(Ti, Ga)(Cr, Ni)Mo, Pb, Cu)Zr] \rightarrow [Co(Ba, Mn(Y, Sr))]$
14. $[(Ti, V)Cr, Ga, Ni, Zn, Sc)Cu)Mo] \rightarrow [Zr(Co(Ba(Pb, Mn, Y, Sr)))]$
15. $[(Zn(Ga, Cr, Ti, Ni, Cu, Co, Sn, V)Mo, Nb)Zr, Pb] \rightarrow [Ba, Mn(Y, Sr)]$
16. $[Sc(Ti, Cr)(Ni(Mo, Cu)(Co, Mn, Nb))V] \rightarrow [Pb, Zn(Ba, Sr)]$

Анализ и сопоставление полученного геохимического материала приводят к выводу о том, что во всех без исключения изученных разрезах породы формации весьма сходны по характеру статистических связей между химическими элементами. Для выявленных групп элементов типичны (во всех случаях) тесная ассоциация Ti, V, Cr, Ga, Ni, Cu, Sc и формирующаяся антагонистическая по отношению к названной группе ассоциация, в состав кото-

рой постоянно входят Mn и Sr, а в подавляющем большинстве случаев и Pb.

Как видим, Ba то присоединяется к любой из этих групп, то занимает между ними промежуточное положение. Отмеченное сходство геохимических особенностей пород доломитово-известняково-глинистой формации позволяет дать ей такую обобщенную геохимическую характеристику:



Из сопоставления с известными геохимическими эталонами [7, 10] осадочных толщ, отвечающих определенным типовым обстановкам седиментогенеза, следует, что становление данной формации происходило в условиях глубокого и полного химического выветривания пород области питания. В одну группу здесь объединяются элементы, инертные или слабоподвижные в данных условиях (Ti, Ga, Cr и др.), а в другую — элементы, легко переходящие в растворы (Sr, Mn и др.). В свою очередь, условия глубокого химического выветривания определялись, по-видимому, слабо дифференцированным тектоническим режимом и гумидным климатом, существовавшим на западе Южного Тянь-Шаня в кембрии. Специфическая особенность доломитово-известняково-глинистой формации — аномально высокая подвижность Y.

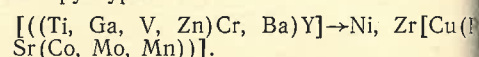
На этом фоне особый интерес представляет поведение Ba, который или входит в состав группы легкоподвижных компонентов ряда подвижности, или присоединяется к инертным элементам. Это может быть связано с наличием в составе формации как пресноводно-слабосоленоводных прибрежно-континентальных осадков, о чем свидетельствует краевой характер фаций в разрезах (см. рис. 2, разрезы 12, 13), или прибрежно-морских (разрезы 10, 15 и др.), например, в горах Гобдунтау, так и нормально-соленоводных морских отложений (см. рис. 2, разрезы 3, 4, 5 и др.) в Туркестанском хребте [3, 8].

Для всех выходов палеонтологически охарактеризованных и предположительно выделенных отложений доломитово-известняково-глинистой формации устанавливается единый тип геохимического ассоциирования. Имеющиеся ничтожные отличия в геохимических структурах связаны прежде всего с тем, что из-за сложной тектоники, фациальной изменчивости и редких находок органических остатков в разных частях бассейна видимые подошва и кровля формации находятся на далеко не строго доказанных синхронных стратиграфических уровнях. Вполне возможно, что в разных выходах пород формации (живачисайская свита s. lato) присутствуют осадки разного стратиграфического объема — от среднего кембрия (причем, быть может, не только майского яруса) до верхнего кембрия, иногда, вероятно, с низами ордовика.

Установленное единство геохимических свойств пород в разобленных и несколько различающихся по составу выходах доломитово-известняково-глинистой формации уже само по себе представляется существенным фактом, но возможности использования его в целях корреляции были бы ограниченными, если бы это сходство распространялось не только

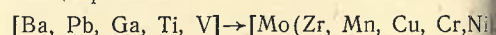
по латерали, но вверх и вниз по разрезу. Для проверки меры геохимического сходства и отличия смежных по возрасту отложений изучены разрезы фаунистически охарактеризованных толщ ордовика и лlandoверийского яруса нижнего силура, входящих в состав глинисто-песчаниковой формации.

Было показано, что нижние горизонты этой формации в Туркестанском хребте (реки Гурбанов, Акташ, Чандыр) и горах Мальгузар (окрестности Урюкля, Санзар) обладают достаточной однородностью типа распределения элементов ассоциации. Это дает возможность предположить, что полученные геохимические характеристики отложений нижнего, а возможно, и нижнего среднего ордовика в виде следующей обобщенной структуры:



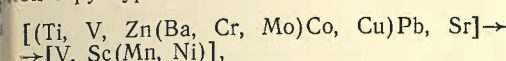
Из нее следует, что сланцево-песчаниковые толщи тремадока и аренига имеют определенные черты сходства с карбонатно-глинистыми отложениями подстилающей формации среднего кембрия, что подтверждается геохимическими данными. Так же как и в последних, от Ti и других элементов, инертных в зоне гипергенеза, обособляются Mn, Sr и Pb. Указанные толщи приобретают специфическую черту, отмеченную у всех без исключения изученных разрезов, входящие в единую группу наряду с Mn, Pb также Co и Mo. В этом заключается своеобразие геохимической характеристики нижней части глинисто-песчаниковой формации.

Для более высоких горизонтов, представленных песчано-сланцевыми отложениями, главным образом лlandoверия, которые изучены пока лишь в Туркестанском хребте, установлена практически полная повторяемость геохимических особенностей, четко фиксирующаяся при переходе от разреза к разрезу. Выявленные в породах нижнего силура корреляционные связи между элементами исключительно стабильны в пределах Туркестано-Зеравшанского прогиба протяженностью почти 200 км и характеризуются таким типом ассоциирования:



В целом в обширном Нуратау-Туркестанском регионе на западе Южного Тянь-Шаня протяженностью свыше 500 км при ширине 70–120 км каждое из крупных региональных литолого-стратиграфических подразделений нижнего палеозоя и силура, в первую очередь средне-верхнекембрийская формация «жизачисайского» типа, характеризуется устойчивым специфическим набором связей между элементами. Это позволяет достоверно отделить их от смежных по возрасту и геохимическим особенностям отложений. Достоверность распознавания по геохимическим данным отложений доломитово-известняково-глинистой, а также нижней и верхней частей глинисто-песчаниковой формации не сомневается и в тех случаях, когда в них присутствуют литологически сходные, но разнородные комплексы пород, поскольку они оказываются под сомнением: при развитии наложенных процессов, затрудняющих сопоставление, особенно при наличии сложной тектонической структуры с обилием блоков и чешуй.

В разрезе темносланцевых отложений нижнего ордовика, несмотря на литолого-фациальное сходство, обладает иной геохимической структурой



Она совершенно отлична от геохимической халашской, Акташской и Мальгузарской (окрестности Урюкля, Санзар) формации среднего — верхнего кембрия. Вместе с тем самые низкие горизонты перекрывающего ее сланцевого комплекса имеют «наследуют» геохимические особенности пойкилотекстурной подстилающей формации (см. рис. 2, разрезы 11 и 16), подчеркивая тем самым непрерывность процесса осадконакопления в нуратау-туркестанском бассейне в конце кембрия — начале ордовика. Но в целом рассмотренные специфические геохимические характеристики, развитой на изученных площадях.

Итак, как показывает опыт, геохимическая корреляция наиболее эффективна, когда сопоставляются терригенные и карбонатно-терригенные формации, образовавшиеся в едином бассейне седиментации, который включает систему взаимосвязанно и непрерывно развивавшихся прогибов, претерпевших затем инверсию и складчатость. Такие интервалы в истории развития крупных элементов земной коры принято рассматривать в качестве структурно-формационных ярусов или комплексов, подобных нуратау-туркестанскому на западе Южного Тянь-Шаня. Этот комплекс представляет единую геохимическую систему, в пределах которой наблюдается последовательная смена геохимических структур на фоне направленного изменения вещественного состава пород снизу вверх по формационному ряду [2].

Установление закономерностей смены типов ассоциаций элементов в данном ряду формаций не только свидетельствует о тесной связи между геохимическими особенностями пород и региональными изменениями палеотектонических и палеогеографических условий седиментогенеза [1], но может представить особый интерес для детального картирования.

Каждое из выделенных в регионе мелких литолого-стратиграфических подразделений кембрия, ордовика и силура имеет геохимически однородную характеристику. Ее можно использовать при картировании в качестве дополнительного корреляционного признака как при сопоставлении разобленных выходов одной и той же свиты, так и при установлении меры их геохимического сходства и отличия от выше- и нижележащих подразделений.

Предложенная методика геохимической корреляции может быть применена геологами-геохимиками в первую очередь в районах, где распространен литологически монотонный разрез, с трудом поддающийся расчленению из-за отсутствия маркирующих горизонтов; при скудности находок палеонтологических остатков и для установления стратиграфического положения «немых» и спорных толщ; при значительных фациальных изменениях по латерали, когда правомерность выделения толщ старейших комплексов пород, поскольку они оказываются под сомнением: при развитии наложенных процессов, затрудняющих сопоставление, особенно при наличии сложной тектонической структуры с обилием блоков и чешуй.

Однако данный метод находится еще в стадии становления. Для целей крупномасштабного картирования совершенно необходима тщательно разработанная с учетом состава изучаемых толщ система отбора и подготовки проб. Не должно быть ошибок, возникших из-за загрязнения (отбор проб в зоне разлома и т. п.) или смешивания в одной задаче проб, принадлежащих разным, но литологически сходным толщам.

Наконец, важную роль играет точность анализов. Предпочтителен количественный спектральный анализ проб из эталонных стратиграфических разрезов. Отметим, что полученные нами геохимические данные базировались на результатах приближенно-количественных анализов, для которых характерны повышенная точность и хорошая воспроизводимость, особенно для таких элементов, как Ti, Cu, Ga, Ba, Pb, Mo, Ni, Mn. При этом анализ терригенных пород целесообразнее выполнять методом просыпки, а карбонатных — способом испарения в канале электрода. Обязателен контроль отдельных проб количественным рентгеноструктурным анализом. Следует иметь в виду, что использованию данных разных лабораторий должны предшествовать тщательные метрологические работы.

В заключение еще раз подчеркнем возможность применения геохимических характеристик литолого-стратиграфических подразделений в качестве дополнительного корреляционного критерия, а также перспективность предложенной методики сбора и обработки геохимической информации. Изучение и сопоставление с ее помощью тектонически разобленных и пространственно удаленных региональных свит, толщ и их частей, слагающих единый сложноскладчатый комплекс, позволит при недостатке палеонтологических данных повысить качество и эффективность геологосъемочных работ, т. е. достоверность геологических карт. Это особенно важно для решения новых задач, связанных с широким проведением в настоящее время государственной геологической съемки масштаба 1 : 50 000.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брежнев В. Д., Бурков Ю. К., Удалова А. А. Геохимическая характеристика раннепалеозойских осадочных формаций геосинклинали Южного Тянь-Шаня как критерий корреляции. — В кн.: Тезисы докладов на Всесоюзном совещании по геохимии платформенных и геосинклинальных пород и руд. М., 1980, с. 95—98.
2. Брежнев В. Д., Шванов В. Н. Ранние прогибы и формации в западной части Южного Тянь-Шаня. — Геотектоника, 1980, № 4, с. 63—74.
3. Бурков Ю. К. Изучение условий формирования осадочных толщ методами статистической обработки геохимических данных. — В кн.: Мат-лы годичной и юбилейной сессий Ученого совета ВСЕГЕИ, 1967. Л., 1971, с. 346—355.
4. Геология СССР. Т. XXIII, кн. 1. М., Недра, 1972.
5. О фаунистически охарактеризованных отложениях кембрия в горах Гобдунтау/Т. И. Хайруллина, Р. И. Мансуров, И. А.

- Пяновская, К. К. Пятков. — Узб. геол. журн., 1971, № 6, с. 57—58.
6. Первые находки ордовикских граптолитов в Северном Нуратау (Южный Тянь-Шань) / З. М. Абдуазимова, Д. А. Ахбер, О. А. Старцев, Е. В. Чукаров. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1969, т. 187, № 5, с. 1115—1116.
7. Пулатов М. П., Хайруллина Т. И. Новые данные о кембрийских отложениях Туркестанского хребта и Мальгузарских гор. — Узб. геол. журн., 1968, № 3, с. 53—58.



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

УДК [550.814 : 629.78] : 528.77 : 550.84.096

Б. Н. МОЖАЕВ (ПГО «Аэрогеология»), А. Г. ЖУЧЕНКО (ПГО «Уралгеология»)

Геоиндукционный метод дешифрирования аэро- и космических снимков — состояние и перспективы

Под природной индикацией в широком смысле понимается способность одних элементов ландшафта передавать информацию о свойствах других. Геологическое дешифрирование закрытых территорий имеет дело с частным случаем природной индикации — геоиндикацией, когда из всего многообразия ландшафтных элементов выбираются только те, которые характеризуются устойчивыми и сильными связями с геологическими объектами.

Общей основой теории природной индикации геологического строения служит положение об объективном существовании географических систем (геосистем), в свойствах которых через сложную сеть опосредованных связей находят отражение характерные черты геологического строения. Из этого следует, что особенности ландшафта, получающие отображение на аэро- и космических снимках, в той или иной степени связаны с геологическим строением. Объяснение этому следует искать в развитии географической оболочки, главным механизмом которого являются эндогенные и тектонические процессы. Экзогенные факторы — это лишь условия формирования ландшафтов, подчеркивающие или маскирующие выраженность структурно-тектонических элементов на земной поверхности [9].

Уже в работах первых исследователей, обобщивших отечественный опыт

8. Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. — Проблемы советской геологии, 1970, № 1, с. 57—78.
9. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Труды Р. Б. Баратова. Душанбе, ДОН, 1976.
10. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.

геологических объектов с отражающими на снимках их природными индикаторами, в различных модификациях используются во многих научно-исследовательских и производственных организациях Министерства геологии СССР («Аэрогеология», «Гидроспецеология», «Уралгеология», «Новосибирскгеология», «Казгеофизика», ВСЕГИНГЕО, Камское отделение ВНИГ-ИИ и др.), а также других министерств и ведомств. При этом успешно разрабатываются и находят практическое применение разнообразные варианты геоиндукционного метода. Так, В. П. Мирошниченко (ЛАЭМ), отдавая должное отдельным природным индикаторам (тип и форма рельефа, почвы, растительный покров, особенности локализации геохимических процессов и т. д.), большое значение придавал морфологическим элементам ландшафта: местностям, речным, фациям. В связи с этим разрабатываемый им метод он называл ландшафтно-морфологическим [11].

В основе индукционного ландшафтоведения, разрабатываемого С. В. Викторовым (ВСЕГИНГЕО), лежит выделение ярусных систем (ярусов) как индикаторов геологических объектов и ландшафтно-генетических ярусов как индикаторов физико-геологических процессов [4, 13]. А. В. Садов (ВСЕГИНГЕО) разрабатывает методику изучения пространственно-временной совокупности естественных и антропогенных геодинамических процессов через компоненты и элементы ландшафта на основе выделения экотона и наложенной инженерно-геодинамической структуры [2, 13, 14]. Уральская школа, возглавляемая А. Г. Жученко [7], развивает и широко практически применяет комплексное геоиндукционное дешифрирование с использованием закономерно упорядоченных линейных и площадных полигенных элементов и компонентов ландшафта, формирующих природно-территориальные комплексы с характерными структурно-текстурными особенностями.

Вторая половина 70-х годов ознаменовалась активизацией исследований, интерес к которым пробудился благодаря общей системной ориентации в теоретических и методологических разработках, а также внедрению математических методов для изучения геосистем.

В настоящее время геоиндукционные методы дешифрирования аэро-космических снимков, базирующиеся на представлениях о взаимосвязи и взаимообусловленности скрытых

состоит в использовании материалов дистанционных съемок укрупняющихся масштабов. При этом выявленный по обзорным материалам генеральный структурный каркас постепенно дополняется сведениями о мелких структурных формах и на последних ступенях последовательной детализации (включая наземные работы) — данными о вещественном составе отдешифрированных объектов [10].

Работы в направлении выявления геоиндукционной сущности морфологии ландшафта, формы и ориентировки ландшафтных контуров, метрических и топологических особенностей их взаиморасположения с последующим качественным и количественным ландшафтно-структурным анализом ведутся во ВСЕГИНГЕО [3], а в направлении построения хорологических геоиндукционных моделей, основанных на анализе поля оптических плотностей изображения ландшафта — в ЛАЭМ [12].

В объединении «Казгеофизика» Мингео КазССР И. В. Антощенко-Оденев использует подход, основанный на анализе геоиндукционных возможностей только морфометрии рельефа и растительности.

В ЛАЭМ разработана методика геоиндукционного моделирования, основанная на системном подходе [1, 12]. При этом геологические объекты определенного класса, их природные индикаторы и связи рассматриваются в качестве геоиндукционной системы. Процесс геологического дешифрирования, базирующийся на использовании геоиндукционных зависимостей, состоит из следующих этапов: геоиндукционные исследования, предусматривающие построение модели геоиндукционной системы и формирование признаков изображений индикаторов геологических объектов; распознавание изображений индикаторов геологических объектов; прогнозирование геологических объектов по модели геоиндукционной системы и комплексу отразившихся на аэроснимках индикаторов (интерпретация); проверка полученных результатов и корректировка геоиндукционных моделей.

Изучение внутриландшафтных связей производится с помощью геоинди-

кационного моделирования. Под геоиндикационной моделью геологического объекта понимается формализованное представление о составе его природных индикаторов и о связи с этими индикаторами. Объектами могут быть геологические тела, слагаемые ими структурные формы, а также современные процессы. Их природными индикаторами являются морфологические единицы ландшафта (природно-территориальные комплексы), отдельные компоненты и элементы ландшафта и их свойства. Понятие «индикатор» можно значительно расширить, например, к числу индикаторов локальных структур осадочного чехла могут быть отнесены геофизические поля, особенности вещественного состава поверхностных отложений, данные по гидрогеологии и т. д.

При построении геоиндикационных моделей используются как элементарные природные индикаторы (формы рельефа, растительные сообщества, почвенные разности и т. п.), так и сложные, представляющие собой сочетание элементарных (линементы как системы упорядоченно расположенных отрицательных форм рельефа и др.).

Пространственное распределение индикаторов или изменения их свойств, обусловленные влиянием геологического строения, рассматриваются в качестве признака геологического объекта. Количественно характеристики индикаторов и признаков геологических объектов, превышающие пороговые (фоновые) значения — считаются информативными.

При разработке геоиндикационных моделей использовались два подхода: аналитический, предусматривающий построение графовых и регрессивных моделей, учитывающих связи объекта с индикаторами, и хорологический, основанный на выделении ландшафтных и геоморфологических аномалий.

Для выявления последних применяется разнообразный математический аппарат — модели пространственной структуры поля, методы оценки различия полей, обработки изображений и карт, выделения аномалий в системах линементов и эрозийной сети и др. В ходе работ построены следующие математические модели геоиндикации: сетевые, корреляционные, регрессив-

ные и эвристические. Разработаны моделирование расчленены погоритмы и программа автоматизированного выбора информативной более дробной датировки некоторой комбинации признаков, а также алгоритмы свит, выделены структурные элементы и программы определения численности, в том числе кольцевые, установивших характеристик изображений, выявлены перспективные площади разности кольцевых руд [6].

В ЛАЭМ накоплен опыт построения на территории Северного Казахстана геоиндикационных моделей для самих геоиндикационными методами изучения объектов и регионов: локальные скрытые на глубинах 100—200 м ных положительных структур вулканогенные образования, перспективного типа, развитых в Юго-Восточные на медные и магнетитовые руды Западной Туркмении и Северо-Запада, а также на бокситы [5]. В закрытой Прикаспии; структурных форм и южной части Туранской плиты, где мощного-стратиграфических комплексов чехла до 5 км, изучены блоки палеозойского основания Тургайские, линейные и кольцевые структуры прогиба; кольцевых вулканоплутонического фундамента. В пределах чешских структур Центрального Кавказа со специфическим геологическим строением и их отдельных элементов разрезом выявлены узлы и поля, разрывов и зон разрывных нарушений перспективные на различные оруденения в геологически закрытых районах не [1, 6].

При изучении кольцевых вулканогенных структур Центрального Казахстана создавались геоиндикационные модели рудного узла и системных практических задач. Они структурно-тектонических критериев применяется при геологическом прогнозе эндогенного оруденения в геологическом картировании, поисках полезных ископаемых, в частности, строения рудных районов, инженерно-геологических исследований, гидрогеологических изысканиях, геологическом строении юга Западно-Сибирской плиты: установление, при изучении антропогенных границ тектонических блоков с различными режимами развития, региональные разломы, их кинематические особенности, последовательность заложения и активизации, карта как новый вид банка данных геологических исследований, аэрокосмогеологических исследований, составляется в объединении «Уралгеология».

Внедрение геоиндикационного метода в производство способствует оптимизации аэрокосмогеологических исследований, упорядочению объема работ, получению новых сведений о геологическом строении и закономерностях размещения полезных ископаемых, выявлению рудопроизводящих зон. Составление геоиндикационных карт и создание иных форм банк данных многообразного их использования позволяет более целенаправленно и полно использовать эти данные, оценить стоимость аэрокосмогеологических работ.

В условиях закрытых и полузакрытых территорий Мугоджар и Пригоджарья с помощью геоиндикационных методов моделирования расчленены погоритмы и программа автоматизированного выбора информативной более дробной датировки некоторой комбинации признаков, а также алгоритмы свит, выделены структурные элементы и программы определения численности, в том числе кольцевые, установивших характеристик изображений, выявлены перспективные площади разности кольцевых руд [6].

В объединении «Уралгеология» геоиндикационными исследованиями сопровождаются или предваряются все геологоразведочные работы. Этот метод применяется при дешифрировании

фотографических и радиолокационных снимков. Составленные на значительную часть территории Урала геоиндикационные карты используются при геологическом картировании, поисках бокситов, меди, железа, никелевых руд, подземных вод, а также при других геологоразведочных работах. Их применение позволило сэкономить только за последнее десятилетие сотни тысяч рублей. Более чем вдвое увеличен объем геологических данных, получены положительные геологические результаты на Урале.

На Среднем и Южном Урале уточнены границы известных бокситоносных депрессий (Чернокутовско-Крайчиковской, Моховой, Бессоновской, Редутской и др.), установлена новая перспективная Караганская депрессия, в пределах депрессий конкретизированы перспективные бокситоносные участки; выявлены индикаторы никеленосных линейных кор выветривания серпентинитов и бурых железняков инфильтрационного генезиса.

На Южном Урале получены данные о строении и характере границ Коелгинского, Пластовского, Центрального и других массивов гранитоидов, о структурном положении вмещающих толщ. Установлены кольцевые структуры, контролирующие рудопроявления меди (Зеленодольское, Чернореченское, Уршанское и др.). Уточнены или подтверждены крупные тектонические структуры, зоны их сочленения, положение гранитоидных массивов. В пределах Восточно-Уральского прогиба определены границы вулканитов колтубанской свиты и выявлено их несогласное наложение на нижележащие толщ. Установлены новые данные о строении диоритового массива на Новониколаевском участке прожилково-вкрапленных медных руд; внутри массива обнаружены кольцевые структуры, контролирующие медное оруденение. В Челябинской области установлены индикаторы минерализации подземных вод в конкретных природных условиях [6].

В ряде организаций Министерства геологии СССР геоиндикационные исследования проводятся на высоком научном уровне с использованием современных средств и методов: системный подход, автоматизированная об-

работка материалов аэро- и космических съемок, использование электронно-вычислительной техники, наземная проверка результатов.

Однако дальнейшее развитие и внедрение в практику геоиндикационного метода сдерживается из-за малых объемов исследований по выявлению природных взаимосвязей, лежащих в основе геоиндикации. Недостаточно внимания уделяется разработке теоретических основ и методологии геоиндикационных исследований, особенно с использованием космических снимков, не хватает методических руководств. Необходимо улучшить координацию научно-исследовательских, тематических и производственных работ, шире внедрять результаты геоиндикационных исследований в практику, укреплять техническую базу геоиндикационных и аэрокосмогеологических исследований в целом. Следует улучшить и подготовку молодых специалистов, оканчивающих геолого-географические факультеты вузов.

Дальнейшие перспективы развития геоиндикационного метода дешифрирования аэро- и космических снимков определяются, с одной стороны, успехами ландшафтоведения, в частности в вопросах природной индикации, а, с другой, — общими тенденциями развития средств получения и обработки аэро- и космической информации, уровнем использования ее при решении актуальных народнохозяйственных задач.

В части получения информации, наиболее полно отвечающей запросам геоиндикационных исследований, основное требование сводится к соблюдению оптимальных технических и природных условий съемки. При этом под техническими условиями обычно понимают хорошее качество фотографий, отсутствие значительных плановых искажений, высокое разрешение получаемых изображений, а также оптимальный выбор спектральных интервалов, в которых проведена съемка. Совершенно не выяснен вопрос о геоиндикационных возможностях тепловой аэросъемки, имеется лишь одна крупная работа по изучению геоиндикационной роли рельефа по РЛ-изображению [8].

Что касается природных условий съемок, то они должны отвечать на большей морфологической и геоиндикационной выразительности ландшафта. Это не обязательно связано с использованием новых видов съемок. Хорошие результаты дают и модификации известных методов, например аэрофотосъемка при очень низком стоянии солнца, когда тенями подчеркиваются малейшие неровности рельефа. До сих пор не изучено явление изменения ранга природных индикаторов вследствие естественной генерализации при уменьшении масштаба съемок. Изменения интегральной оптической яркости и частотно-контрастных характеристик природных объектов создают новую структуру изображения, что безусловно необходимо учитывать при геоиндикационных исследованиях.

Повышение эффективности геоиндикационных исследований с использованием материалов дистанционных съемок возможно лишь в случае широкого внедрения автоматизации. При этом исследователь должен получить изображения, свободные от геометрических и фотометрических искажений и приведенные к масштабу и проекции картографической основы. Процесс собственно дешифрирования должен предшествовать целенаправленной автоматизированной обработке изображения с представлением ряда вариантов (схем), позволяющих повысить эффективность процесса дешифрирования (карта линеаментов и их плотностей — система соподчиненных простейших, карты с выделением объектов, областей и зон [4, 9]). Следует данной оптической плотности и т. е. еще раз подчеркнуть, как это сделано в работе [4], связь развития дна океана в интерактивном режиме, что требует решения ряда технических вопросов и создания необходимого программного и математического обеспечения.

Решение перечисленных проблем позволит повысить надежность и эффективность геоиндикационных исследований, проводящихся с использованием материалов аэрокосмических съемок, и тем самым — эффективность геологоразведочного процесса в целом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев Н. Ф., Можаяв Б. Н. Геоиндикационное моделирование

пользованием материалов аэро- и космических съемок. — Изв. вузов Геология и разведка, 1981, № 3, с 46—50

Аэроландшафтные геоиндикационные методы при региональных инженерно-геологических исследованиях. Под ред. С. В. Викторов и А. В. Садова. М., Недра, 1981.

Викторов А. С. Анализ и индикационная интерпретация ландшафтной структуры территории для целей инженерной геологии и гидрогеологии. Обзор. Гидрогеология и инженерная геология. М., ВИЭМС, 1979.

Викторов С. В., Чикишев А. Г. Ландшафтно-генетические ряды и их значение для индикации природных и антропогенных процессов. — В кн.: Ландшафтная индикация природных процессов. М., Наука, 1976, с. 27—33.

Гальперов Г. В., Перцов А. В., Брусничкина Н. А. Аэрометоды геологического изучения районов двухъярусного строения. Л., Недра, 1979.

Геоиндикационный метод дешифрирования аэрокосмических снимков. Тезисы докл. на Всес. совещ. в Свердловске (10—13 мая 1983 г.). Свердловск, 1983.

Жученко А. Г. Аэрогеологические работы на Урале. Свердловск, 1982.

ДК 551.248.1 : 555.1.76(261)

А. БАСОВ, Д. К. ПАТРУНОВ (ПГО «Севморгеология»)

Особенности геологического развития Атлантического океана в мезозое

Одна из основных особенностей строения Атлантического океана заключается в том, что на его генеральную субдолготную структуру, определяемую спредингом, накладывается субширотная неоднородность физических параметров — система соподчиненных простейших, областей и зон [4, 9]. Следует еще раз подчеркнуть, как это сделано в работе [4], связь развития дна океана с континентальным обрамлением и отметить важность анализа унаследованных этапов геологического развития крупных регионов, а также необходимость исторического подхода к их изучению. Становление Атлантического океана связано с предшествующими тектоно-палеогеографическими процессами, через которые прошел раскол суперконтинента Пангеи, положивший начало ее расчленению. Это привело к тому, что современная морфоструктура океана оказалась наложенной на более древнюю морфоструктуру разного палеогеографического характера.

Советская геология № 8 — 1984 г.

8. Изучение рельефа по материалам радиолокационной аэросъемки. Л., Недра, 1982.
9. Калесник С. В. Основы общего земледелия. М., Учпедгиз, 1955.
10. Комплекс дистанционных методов при геологическом картировании таежных районов (на примере Приенисейской Сибири). Методическое пособие/В. И. Астахов, Л. М. Герасимов, В. Я. Ероменко и др. Л., Недра, 1978.
11. Ландшафтный метод дешифрирования проявлений новейшей и современной тектоники для поисков погребенных нефтегазоносных структур/В. П. Мирошниченко, Л. И. Березкина, Е. В. Леонтьева и др. Л., Наука, 1971.
12. Математические методы в геологическом дешифрировании аэрофотоснимков/Н. Ф. Афанасьев, К. М. Петров, А. В. Теосев и др. М., Недра, 1981.
13. Основы теории и методики ландшафтной индикации гидрогеологических и инженерно-геологических условий в районах осушительной мелиорации/С. В. Викторов, С. П. Гудак, М. Ф. Козлов и др. Минск, Наука и техника, 1979.
14. Садов А. В. Изучение экзогенных процессов аэроландшафтным методом. М., Недра, 1978.

Анализ новейших морских геолого-геофизических работ советских и зарубежных исследователей, особенно материалов по глубоководному нефтяному бурению на шельфах и прибрежных равнинах Атлантики, позволяет восстановить последовательную смену палеогеографических обстановок, связав воедино историю самого океанического бассейна с его окружением. Новые материалы дают убедительные доказательства неравномерности и стадийности образования современной Атлантики как меридиональной океанической структуры, связывающей Северный Ледовитый и Южный океаны. По результатам интерпретации комплекса геофизических данных Атлантики четко разделяется на три геологически отличные провинции: Северную, включающую Норвежско-Гренландский бассейн с примыкающей акваторией до широты Ирландии и Ньюфаундленда; Центральную, простирающуюся на юг до Карибского региона и возвышенности Сьерра-Леоне, и

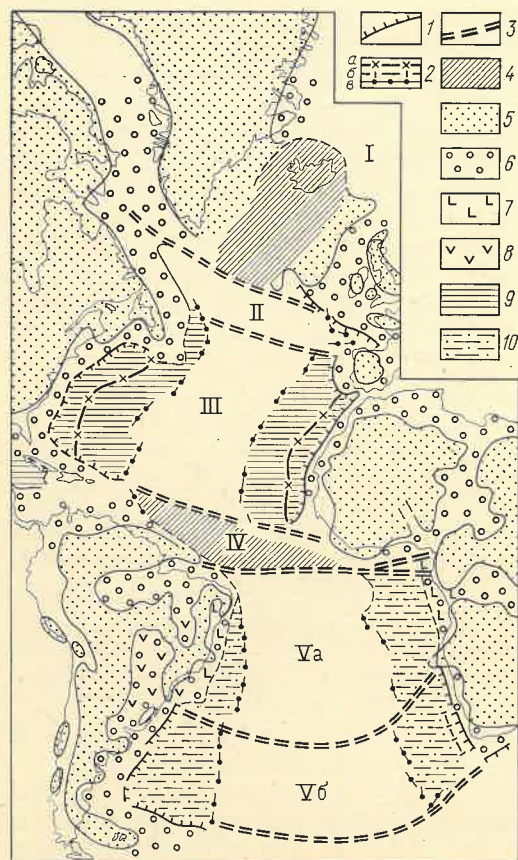


Рис. 1. Палеогеографические условия позднемюрско-раннемелового времени в Атлантическом океане
1 — граница океанической и континентальной коры; 2 — линейные магнитные аномалии, связываемые: а — с титон-берриасом, 138 (135) млн. лет; б — валанжином, 125 млн. лет; в — коньяком, 80 млн. лет; 3 — границы широтной зональности физических полей [4]: I — Северная провинция, II, IV — переходные зоны, III — Центральная провинция, Va, Vб — области Южной провинции; 4 — области длительного сочленения континентов; 5 — области денудации; 6 — области эпиконтинентального морского, озерного и аллювиально-дельтавного осадконакопления; 7 — зона алтского солеобразования; 8 — позднемюрско-неокомские платобазальты; 9 — области позднемюрско-мелового (доконьянского) осадконакопления центральноатлантического типа на океанической коре; 10 — области мелового (доконьянского) осадконакопления южноатлантического типа на океанической коре

Южную — от экватора до Фолклендских островов (рис. 1). Границы широтных провинций и областей совпадают с крупнейшими трансформными разломами, имеющими продолжение на окружающие континенты [4]. Представление о наличии провинций как форме наследования предшествующих морфоструктур, отражающих специфику эволюции дна океана, имеет первостепенное значение для оценки недр океана на полезные ископаемые.

Основная субширотная неоднородность Атлантического океана обусловлена прежде всего историко-геологической обособленностью северной и южной частей Атлантики, которые вплоть до турона не были связаны и развивались самостоятельно: центральная часть Северной Атлантики сообщалась со Средиземноморским Тетисом, южная — с астральными бассейнами. Существенную роль играла и разновременность заложения бассейнов океанической коры: начало поздней юры в Центральной провинции, начало раннего и позднего мела — в Южной (в разных ее частях), конец мелового — в Северной. Указанная обособленность предопределялась тем, что Центральная Атлантика формировалась как часть продвигавшегося на запад широтного океана Тетис, а Южная, по крайней мере севернее Кингманового хребта и поднятия Риу-Гранди, как часть обширного рифтогенно-субширотного континентального бассейна, простиравшегося от восточных районов Бразилии через бассейн континентальной окраины Анголы, Конго, Гвинейского залива в прогибы Бенуэ и Конго. Наиболее древней системой атлантических провинций является Центральная Атлантика, в развитии которой выделяется два периода и ряд стадий (таблица).

Предокеанический период характеризуется образованием тафреанского дна, формировавшиеся на генных прогибах с терригенными и батинальными глубинах — от 1 до 3 км логенными формациями, дайковым и микрокристаллическим магматизмом и мелководными морскими бассейнами. Соленосные отложения позднего триаса — раннеюрского центральноатлантического бассейна с Тетисом известны вдоль материковой окраины Северной Америки от Флориды до Ньюфаундленда, по периферии Иберийского массива, в Предрифт-Ааюнском (Марокко) бассейне. Так, в последнем под отложениями морской юры вскрыта мощная (~1,5 км) толща конгломератов, эвапоритов предположительно того же возраста. Геофизическими методами выявлены соляные (?) купола также в южной части Сенегальского бассейна.

В раннеокеаническую стадию океанического периода в Центральной Атлантике появились гемипелагические и пелагические карбо-

Периодизация развития Центральной Атлантики [9]

Период	Стадия	Основные геологические события	Возраст
Океанический	Зрелая океаническая	Подводный базальтовый магматизм, линейные магнитные аномалии, поднятия срединных хребтов и вулканических гор по периферии бассейнов, образование абиссальных равнин ниже уровня карбонатной компенсации, преобладание пелагического осадконакопления, возникновение абиссальной бентосной фауны	K ₂ t—Q
	Переходная	Подводный базальтовый магматизм, некоррелируемые магнитные аномалии, интенсивные периокеанические опускания, стагнационные бассейны с черными глинами, батинальная бентосная фауна	K ₁ br—K ₂ c
	Раннеокеаническая	Формирование океанического базальтового слоя, линейные магнитные аномалии, преобладание карбонатного гемипелагического и пелагического осадконакопления тетического типа ниже уровня компенсации аргонита, миграция фауны из Тетиса	J ₃ —K ₁ br
Предокеанический		Заложение системы глубинных разломов, тафреанские прогибы, дайковый основной магматизм, солеобразование, терригенные континентальные и мелководно-морские формации	P ₂ —J ₂

(известковый нанопланктон является пороодообразователем) и своеобразный, типично альпийский тип бентоса (фораминиферы).

Мелководные фации шельфовой зоны этого времени (поздняя юра — неок) известны на континентальных окраинах Северной Америки (рис. 2), Северной Африки и Западной Европы. Они представлены обломочными известняками и песчано-алевритовыми породами с типичными для эпиконтинентальных морских водоемов комплексами микроископаемых. Последние позволяют выделить здесь фации прибрежной и внешней зон шельфа.

Конец раннеокеанической стадии развития Центральной провинции (баррем) ознаменовался значительными по масштабу периокеаническими проседаниями, блоковыми обрушениями. Эти движения отразились на составе осадков: мелководные известняки сменились глинисто-карбонатными

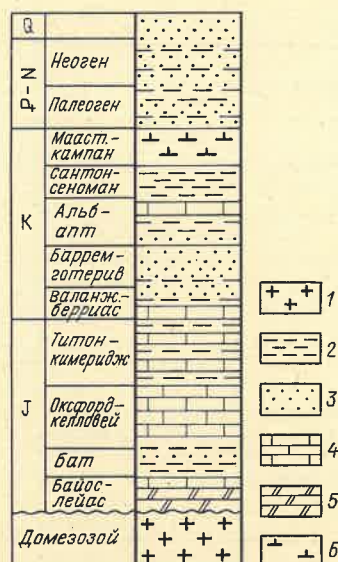


Рис. 2. Последовательность отложений на континентальной окраине у Новой Шотландии
1 — комплекс основания; 2 — глинистые породы; 3 — пески и алевроиты; 4 — известняки; 5 — доломиты; 6 — мел

илами с высоким содержанием планктонных микроископаемых, появляются конседиментационные брекчии, текстуры оползания, турбидиты и т. д. В собственно океанической части бас-

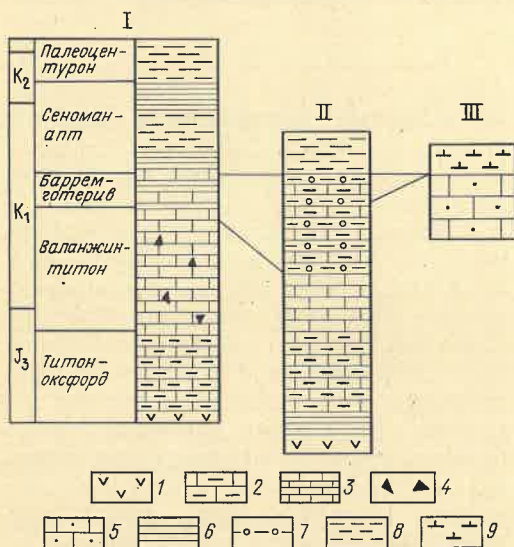


Рис. 3. Последовательность отложений в океанической части Центральной Атлантики
I — тетическо-атлантическая пелагическая область; II — приклинальная зона с гемипелагическим осадконакоплением в период переходной стадии; III — зона проседания шельфа в период переходной стадии; 1 — базальты; 2 — глинистые известняки, в верхней юре — типа аммонитико-россо; 3 — белые пелитоморфные известняки; 4 — кремнезем; 5 — шельфовые известняки со скелетно-детритовой, оолитовой, пеллитовой структурами; 6 — черные сланцеватые глины; 7 — карбонатные турбидиты; 8 — известково-глинистые илы; 9 — нанолиты

сейна известняки «майолика» постепенно переходят в черные сланцеватые глины (рис. 3). Эпоха периодических обрушений и накопления черных глин выделяется в особенности в Средиземноморском Тетисе, переходную стадию развития Центральной провинции Атлантики. Это было время одной из крупнейших осадков (главным образом в меловой истории альбской трансгрессии моря, значительного увеличения бассейна Центральной Атлантики (вследствие гумидизации климата) уровня моря в альбе. Наличие зоны образования приклинальных эшелонированных осадков выше зоны стагнированных впадин, которые в условиях указывает на проявление водокислородного кризиса в морской стратификации в бассейне и где стали местом накопления черных глины и их мелководный характер. В тех участках впадин, где исчезают черные глины из разреза постепенно гравитационное скольжение сменяется типичные глубоководные (например, близ Галисийского подбассина) пелагические осадки (например, мощные терригенные цеолитовые и красные глины толщ с черными глинами и порами) и заключенные в них микроископаемые, связанные с обстановками карбонатной компенсации. Это означает вступление Центральной Атлантики

занимают крайнее в сторону одностороннее положение в фаціальном развитии. Рассмотренная периодизация развития Центральной Атлантики была использована нами и при анализе исторического развития других частей Атлантики. Выяснилось, что некоторые нитро-глинистыми отложениями вытеснены или даже отсутствуют. Верхней зоны шельфа и, возможно, этот регион, в других провинциях рами, типичными для глубоководных последовательно, Центральная провинция эпиконтинентальных морей (нодия прошла наиболее полный цикл ридидами, эпистоминидами, аномалионисторического развития океаническими с большим количеством планктона). Последние по латерали замещены Южной провинции наиболее древние черными глинами с редкой и океанические базальты известны равномерно распределяющейся в Капской котловине: их возраст, по разрезу фауной фораминифер. В отдаленных богатых фораминиферами (валанжин). Первичный неокосский слой отчетливо проявляется их океанический бассейн ограничивался характер: преобладание бентосных глубоководных (до Китового хребта и поднятия и планктонных бескилевых форм (Фолклендских островов — туфогенный характер (с прищипкой). Такое сочетание форм может быть объяснено, если представить себе бассейн с батинальными глубинами и о-терригенный, которому, очевидно, ной кислородной недостаточности предшествовали небольшие бассейны дна до глубин 100—200 м, которые континентальными терригенными мешала заселению его килеватыми формами (так как в их жизни цикл входит погружение на глубины в сотни метров).

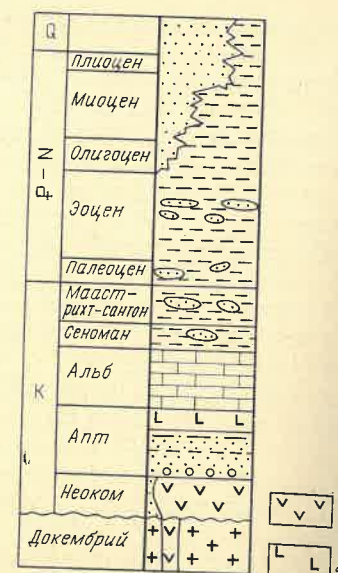


Рис. 4. Последовательность отложений на континентальной окраине Бразилии
1 — базальты и щелочные породы; 2 — соли (гало-генная формация); остальные усл. обозн. см. рис. 2

ные отложения (рис. 4) [12]. Наземная фауна Бразилии и Центральной Африки этого времени практически идентична. С закладывавшимися рифтогенными прогибами связан базальтовый вулканизм (бассейны Парана и Сантос). Базальты в современной литературе считают неокосскими, однако есть данные об абсолютном возрасте их 147 млн. лет [14]. В апте периодические рифтогенные прогибы стали местом накопления соленосной формации, мощность которой у африканского побережья достигает 4—5 км [6], а на плато Сан-Паулу 2—3 км. Поскольку соли приурочены к рифтогенным прогибам и местами подстилаются эффузивами, можно предполагать их связь с ювенильными источниками.

С конца апта на севере Южной провинции накапливаются мелководные известняки, а затем начинается отложение черных глин, несколько ранее уже проявившееся в бассейнах к югу от Китового хребта. Апт-альбский этап формирования черных глин в Южной Атлантике выражен достаточно отчетливо, хотя и слабее, чем в Центральной, и характеризуется отложениями двух типов: мелководного, возможно лагунного генезиса (Фолклендское плато) и относительно глубо-

ководного, связанного с застойным режимом присклоновых впадин. В Южной провинции, в отличие от Центральной, сильнее сказывается терригенное разбавление черных глин.

Существенно, что накопление черных глин в Южной Атлантике (севернее Китового хребта и поднятия Риу-Гранди) непосредственно следует за эпохой солеобразования и предшествует излияниям океанических толеитовых базальтов, т. е. относится к предокеаническому периоду.

Океанический этап развития Южной провинции к северу от Китового хребта и поднятия Риу-Гранди начался лишь с сеномана. В это время разрушается континентальная перемычка, связывающая Южную Америку с Африкой, и, по-видимому, проявляется меридиональная система течений, приведшая к миграции в туроне тетиических аммонитов в Южную Атлантику [15]. В сеномане же происходят интенсивные периокеанические погружения на Фолклендском плато [5], расширившие связи Южной Атлантики с бассейнами Южного океана, где с поздней юры шло интенсивное накопление туфогенно-терригенных осадков.

Таким образом, существенные различия в истории геологического развития двух частей Южной провинции, разделенных возвышенностью Риу-Гранди и Китовым хребтом, позволяют рассматривать их в качестве крупных самостоятельных структурно-геологических единиц (районов или провинций).

С позднего альба — сеномана по всей Южной Атлантике начинается преобладание пелагического осадконакопления и лишь на отдельных участках Ангольского бассейна и поднятия Риу-Гранди сохраняются условия для накопления черных глин и терригенных пород. Погружения на Фолклендском плато (до 2—3 км в сеномане — туроне) вызвали приток холодных вод с юга и интенсификацию придонных течений, приведшую к перемыву осадков (отсутствие низов верхнего мела в ряде скважин).

Начало позднего мела (возможно, и конец альба) относится к переходной стадии развития, если брать за основу периодизацию геологических событий,

принятую для Центральной Атлантики (см. таблицу). Тогда в Южной Атлантике отсутствует стадия, аналогичная раннеокеанической в Центральной. По-видимому, окончательное формирование единого океанического бассейна от плато Роколл на севере до Фолклендских островов на юге произошло в середине позднего мела или даже самом конце его.

На рис. 1 показана магнитная аномалия, связываемая с коньякским ярусом, — первая из мезозойских аномалий, прослеживающаяся через все части Центральной и Южной Атлантики. Коньякский век был периодом значительной спрединговой активности и роста срединно-океанических поднятий. Тогда же впервые проявился апвеллинг у северных берегов Африки, отмеченный интенсивным фатонакоплением [10]. Приведенная карта отражает, таким образом, коньякскую палеогеографию Атлантического океана, которая завершилась соединением Центральной и Южной провинций Атлантики, образованием общей системы океанической циркуляции и, как следствие, ликвидацией сейшнов с застойным режимом и кинородной недостаточностью. Кроме того, на рис. 1 нанесены линейная магнитная аномалия, относимая к отложениям валанжина и характеризующая начало образования океанического дна в Капской котловине, а также аномалии (титон — берриас), отграничивающие позднелюрский океанический бассейн в Центральной Атлантике.

Последующие события в Атлантике связаны главным образом с ее северной частью. В конце мела интенсивно развивается диагональная система спрединга от Пиреней до моря Баия и закладываются рифтогенные впадины, проявившиеся интенсивными излияниями базальтов в палеоценовое время на континентальной перемычке, связывавшей Гренландию с Северной Западной Европой («мост Туле»). Южному краю этой перемычки на протяжении всего мезозоя происходило замыкание океанического бассейна Центральной провинции Атлантики. Лишь в конце палеогена перемычка окончательно раскололась и не смогла сформироваться океанический бассейн Северной провинции [11].

Таким образом, история геологического развития Атлантического океана ясно указывает на стадийность и разновременность образования разных его частей, проявляющихся в четкой широтной зональности и связанных с его глубинной структурой и предшествовавшими обстановками. Выделенные на основе комплекса геофизических данных три атлантические провинции — Северная, Центральная и Южная [4] — заложились в разное время и по-разному развивались.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Басов В. А. Бентосные фораминиферы Северной Атлантики и их значение для палеогеографических реконструкций. — В кн.: Мезозой Советской Арктики. Новосибирск, 1983, с. 88—94. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 555).
- Басов В. А., Патрунов Д. К., Кабаньков В. Я. Литолого-стратиграфическая характеристика и палеообстановки поздней юры и раннего мела Северной Атлантики. — В кн.: Стратиграфия и палеогеография Северной Атлантики в меловом периоде. Л., 1980, с. 8—28.
- Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М., Наука, 1979.
- Грамберг И. С., Литвинов Э. М. Региональное районирование Атлантики по физическим полям. — Сов. геология, 1983, № 10, с. 90—100.
- Кращенинников В. А. Геологическая история Южной Атлантики. 71-й рейс «Гломара Челленджера». — Природа, 1981, № 4, с. 94—96.
- Митин Н. Е. Солевая формация континентальной окраины Юго-Западной Африки. — В кн.: Литол.-фац. особенности осадко-

накопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск, 1983, с. 143—147.

- Патрунов Д. К. Известковая компонента и сидерит в нижнемеловых отложениях южнее Галисийской банки, вскрытых скв. 398Д. — В кн.: Стратиграфия и палеогеография Северной Атлантики в меловом периоде. Л., 1980, с. 78—92.
- Патрунов Д. К. Юрские красные желваковые известняки с аммонитами (фац. аммонитико-россо) от Восточных Карпат до запада Центральной Атлантики. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1983, № 3, с. 140.
- Периодизация геологической истории Северной Атлантики/И. С. Грамберг, Р. М. Деменчикова, С. С. Иванов, Э. М. Литвинов. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л., 1980, с. 194—201.
- Ильин А. В. Раскрытие Атлантики и фосфатонакопление. — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 6, с. 1414—1417.
- Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф., Коренева Е. В. Палеогеография района Исландии и Норвежско-Гренландского бассейна. — В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М., 1981, с. 64—66.
- Asmus H. E., Almieda Campos D. M. Stratigraphic division of the Brazilian continental margin and its paleogeographic significance. — Zitteliana, 1983, N 10, p. 265—276.
- Carozzi A. V., Falkenheim F., Franke M. Depositional environment, diagenesis and reservoir properties of oncolitic packstones, Meocaé Formation (albian—cenomanian), Campos Basin, offshore Rio de Janeiro, Brazil. Coated Grains, Berlin, 1983, p. 330.
- Herz N. Timing of spreading in the South Atlantic information from Brazilian alkaline rocks. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, 88, N 1, p. 101.
- Lehman J.-P. Le problème de l'ouverture de l'Atlantique sud dans l'Atlantique nord. — C. r. somm. séans, 1979, 21, N 4, suppl., p. 161—162.

ДК 551.243(262.5)

И. РОГОЗА, В. П. ЧАЙЦКИЙ, Л. А. ПРЯМКОВА (ВНПО «Союзморгео»)

Геологическом строении Михайловской мульды (северо-западный шельф Черного моря)

Михайловская мульда расположена на северо-западном шельфе Черного моря, в 25—30 км от Тарханкутского полуострова, и является наиболее опущенной частью раннемихайловского Каркинитско-Северо-Крымского прогиба. Большая мощность осадочного чехла, наличие локальной складчатости и зон выклинивания стратиграфических комплексов, а также подтвержденная бурением продуктивность некоторых интервалов разреза, позволяют считать Михайловскую мульду перспективной в отношении нефтегазоносности.

Общее представление о геологическом строении Михайловской мульды сложилось в основном по данным геофизических методов разведки и, в частности, сейсморазведки МОВ—ОГТ [1, 5, 6]. Бурением на шельфе глубоких разведочных скважин существенно уточнены стратификация и природа сейсмических горизонтов, а также изучены фациальные обстановки осадконакопления и коллекторские свойства вскрытой части разреза. Новые геолого-геофизические материалы последних лет и результаты сейсморазведки МОВ—

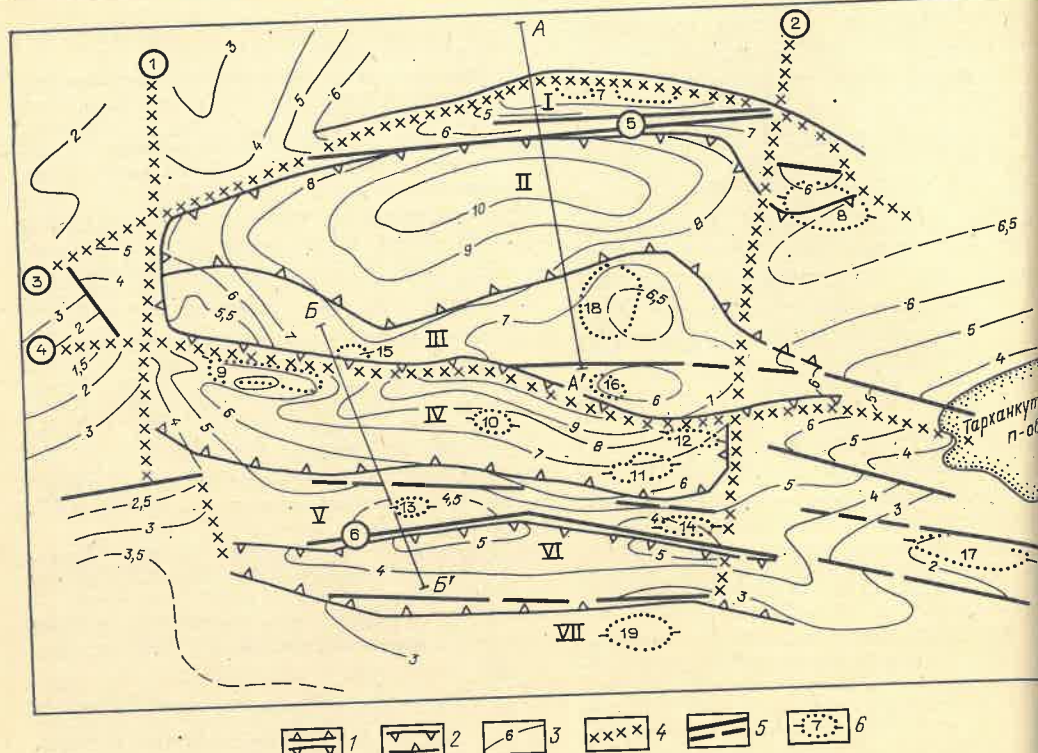


Рис. 1. Структурная карта поверхности складчатого основания Михайловской мульды
1 — границы антиклинальных зон (I — Голыцино-Шмидтовский горст, II — Центрально-Михайловский выступ, III — Сельско-Тарханкутская зона, IV — Черноморско-Каламитский вал); 2 — границы синклинальных зон (V — Голыцинская, VI — Михайловская, VII — Каламитская); 3 — изогипсы поверхности складчатого основания, км; 4 — глубинные разломы (1 —

ОГТ, полученные с применением пространственно-временной фильтрации помех [3], позволили выявить основные черты глубинного строения и историю геологического развития рассматриваемой структуры.

Бортами Михайловской мульды на севере и юге следует считать соответственно склоны Голыцинско-Шмидтовской зоны поднятий и Черноморско-Каламитского вала, осложненные Южно-Голыцинской и Тарханкутско-Каламитской зонами разрывных нарушений. На западе мульда контактирует по Одесскому субмеридиональному глубинному разлому с валом Губкина и выступом Змеиным, а на востоке — по ряду косвенных признаков, выраженных в структуре волновых полей МОВ и КМПВ, предположительно замыкается по Николаевскому разлому. Таким образом, она имеет прямоугольную, почти изометрическую форму, ограничена со всех сторон разломами и ее размеры составляют примерно $(65-70) \times (70-75)$ км.

Представление о рельефе поверхности складчатого основания (рис. 1) удалось получить, используя данные о структуре сейсмических границ группы IV, которые по результатам привязки к скв. 2 Ильичевской приурочены к неоконечно-нижнеаптским отложениям. Последние, как и на Крымском полуострове, залегают

Одесский, 2 — Николаевский, 3 — Голыцинский (Михайловский); 5 — прочие разрывные нарушения (5 — Южно-Голыцинское, 6 — Тарханкутско-Каламитское); 6 — локальные поднятия (7 — Голыцинская, 8 — Гамбургская, 9 — Штормовое, 10 — Шмидта, 11 — Прибойное, 12 — Сельского, 13 — Крымское, 14 — Приразломное, 15 — Архангельское, 16 — Тарханкутское, 17 — Шельфовое, 18 — Ильичевское).

непосредственно на складчатом основании, контролируя морфологию его рельефа.

Субширотными тектоническими нарушениями складчатое основание мульды разбито на три блока, представляющих собой один из трех грабенов с крутыми северными склонами, ограниченными Южно-Голыцинской, Михайловской и Тарханкутско-Каламитской зонами разломов, и пологими южными. Северные края блоков опущены, а южные подняты. Наиболее четко выражены в рельефе поверхности складчатого основания северный и средний грабены, разделенные Михайловским разломом, а южный грабен, осложненный северным склоном Черноморско-Каламитского вала, — менее четко.

Максимальные амплитуды относительных смещений блоков по разломам составляют: по Южно-Голыцинскому — до 5, Михайловскому — до 4 и Тарханкутско-Каламитскому — до 1. При этом, вопреки существующим представлениям, опущенным крылом Михайловского разлома является не северное, а южное крыло.

В результате ступенчато-блокового строения складчатого основания в пределах рассматриваемой области выделяются четыре зоны поднятий (рис. 2, 3; см. рис. 1) с севера на юг: Голыцинско-Шмидтовская горст-антиклиналь

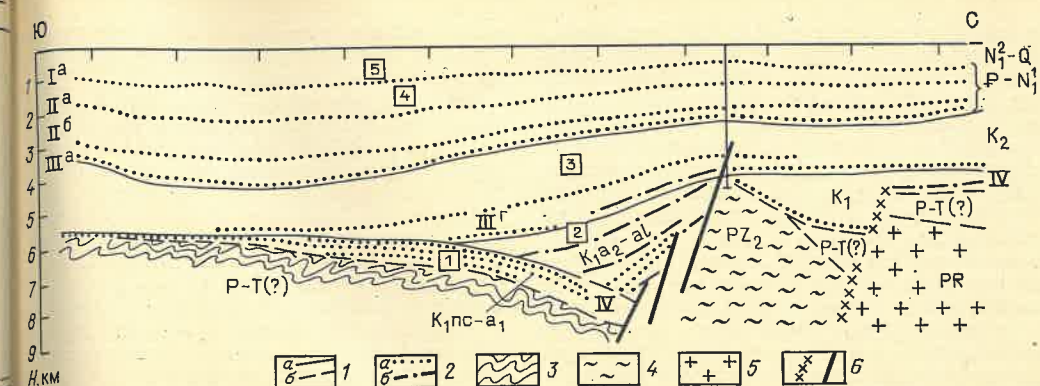


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез по линии А-А'
1 — границы стратиграфических комплексов (а — установленные, б — предполагаемые); 2 — сейсмические границы (а — установленные, б — предполагаемые); 3 — складчатое основание; 4 — кристаллические сланцы; 5 — кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы; 6 — глубинные разломы и прочие разрывные нарушения; цифры в квадратах — номер стратиграфического комплекса

[5], Центрально-Михайловский выступ, Сельско-Тарханкутская антиклинальная зона и Черноморско-Каламитский вал.

Центрально-Михайловский выступ выделен впервые при переинтерпретации материалов сейсморазведки МОВ-ОГТ. В структуре волновых полей он проявляется как зона полного отсутствия реальных отражений, к которой с севера, востока и запада примыкают отражающие границы группы IV. С юга выступ «срезан» Михайловским разломом. На эти особенности сейсмической записи впервые обратили внимание еще в 1977 г. В. М. Андреев, Р. А. Казанцев и К. Г. Милашина.

В пределах Голыцинско-Шмидтовской горст-антиклинали породы складчатого основания открыты на глубине 3695 м (скв. 2) и 3812 м (скв. 4). Глубина залегания складчатого основания Центрально-Михайловского выступа примерно 5,5–7 км, а в Сельско-Тарханкутской зоне 4–4,5 км.

На доломовую поверхность Голыцинско-Шмидтовской горст-антиклинали выведены каменноугольные кристаллические сланцы. Их абсолютный возраст по двум пробам 272 ± 10 и 368 ± 1 млн. лет [2], что соответствует среднему девону — ранней перми. В скв. 2 Ильичевской на глубине 2355 м вскрыты сильно-

дислоцированные отложения средней юры (аалена). Аналогичными породами сложено складчатое основание Крыма. Таким образом, с учетом сведений о граничных скоростях КМПВ, можно считать, что возраст складчатого основания Скифской плиты омолаживается с севера на юг.

Отмеченные зоны поднятий складчатого основания разделены грабен-синклиналями: Голыцинской, Михайловской и выраженной в виде цепочки мелких депрессий Каламитской. Максимальная глубина залегания складчатого основания в Голыцинской и Михайловской грабен-синклиналях 9–10 км, а в Каламитской, расположенной на склоне Черноморско-Каламитского вала, не превышает 5 км.

В строении платформенного чехла Михайловской мульды принимают участие пять стратиграфических комплексов, выделенных на временных сейсмических разрезах МОВ-ОГТ и стратифицированных по данным бурения скважин (см. рис. 2, 3).

Под стратиграфическим комплексом, согласно [4], понимается некоторый стратиграфический интервал разреза, сложенный относительно согласными последовательными слоями, ограниченными в кровле и подошве поверхностями несогласий или сопоставляемыми с ними

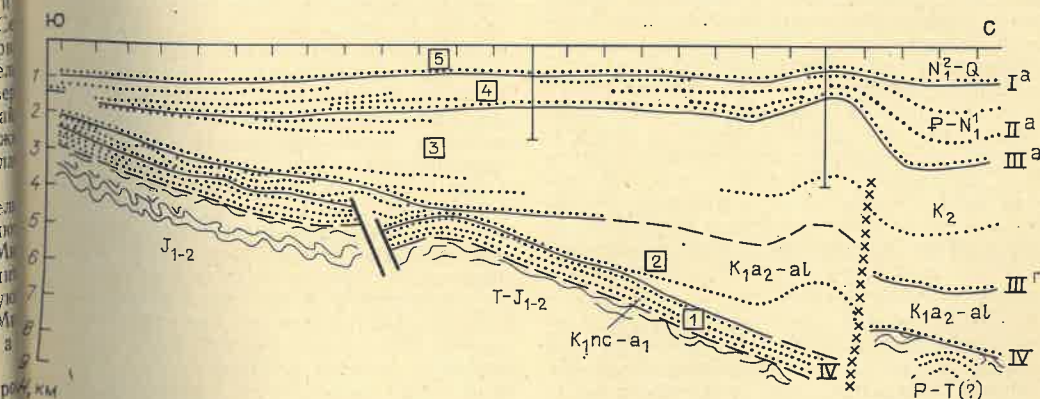


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез по линии Б-Б'
1 — границы стратиграфических комплексов (а — установленные, б — предполагаемые); 2 — сейсмические границы (а — установленные, б — предполагаемые); 3 — складчатое основание; 4 — кристаллические сланцы; 5 — кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы; 6 — глубинные разломы и прочие разрывные нарушения; цифры в квадратах — номер стратиграфического комплекса

ми согласными поверхностями. Литофациальные особенности пород, образовавших комплексы, определялись по данным бурения скважин, а в междускважинных интервалах профилей они прогнозировались (где это было возможно) по характеру сейсмических записей.

Согласно проведенному анализу временных сейсмических разрезов, в основании платформенного чехла выделен стратиграфический комплекс 1, которому соответствует пестроцветная терригенная формация неокома — нижнего апта, сформировавшаяся в субконтинентальных условиях. На временных сейсмических разрезах комплекс представлен группой осей синфазности низкочастотных сигналов, соответствующих отражающим границам группы IV, которые довольно уверенно (в большинстве случаев после соответствующей углубленной обработки материалов на ЭВМ) прослеживаются на склонах зон поднятий складчатого основания. В сводовых частях этих поднятий сейсмические границы группы IV или отсутствуют, или прослеживаются очень неуверенно, с частыми разрывами корреляции при резком изменении конфигурации осей синфазности.

Отложения неокома — нижнего апта вскрыты многими скважинами на Тарханкутском полуострове. На акватории они вскрыты только на Черноморско-Каламитском валу скв. 2 Ильичевской (интервал 1940—2355 м), где представлены пестроцветными глинами, разнотекстурными песчаниками и алевролитами; в нижней части разреза присутствует пласт плотных пород (возможно, известняков).

Залегающий выше стратиграфический комплекс 2 представлен отложениями верхнего апта — альба, выполняющими в основном погруженные части грабен-синклиналей, где мощность их достигает 2—3 км. На поднятиях мощность комплекса сокращается, местами до полного выклинивания. По данным бурения в Крыму и на Ильичевской площади комплекс представлен вулканогенно-осадочной формацией, которая знаменует собой начавшуюся трансгрессию моря и существенную перестройку тектонического плана. По характеру сейсмической записи можно предполагать изменение состава формации по латерали.

Вулканогенно-осадочный комплекс 2, вскрытый скв. 2 Ильичевской в интервале 1198—1940 м, представлен внизу мелководными морскими терригенными отложениями, сменяющимися вверх по разрезу базальтовыми и андезитовыми порфиритами и их туфами. Этому интервалу разреза соответствует квазирегулярный вид сейсмической записи с непотяженными и преимущественно криволинейными осями синфазности. Примерно такой же рисунок записи наблюдается в присводовых частях Центрально-Михайловского выступа и на южном борту Михайловской мульды. Вероятно, в указанных зонах также развита вулканогенно-осадочная толща.

В синклинальных зонах рисунок сейсмической записи изменяется. В отличие от зон поднятий запись здесь приобретает более регулярный характер, что свидетельствует о преимущественном развитии пород осадочного типа.

На Голицынской площади отложения альба представлены разнотекстурными песчаника-

ми и глинами, которые вверх по разрезу постепенно переходят в мергели. Вулканогенные породы здесь не встречены.

Стратиграфическому комплексу 3 соответствует карбонатная формация верхнего апта — палеоцена. По вещественному составу особенностям накопления осадочного материала комплекс может быть расчленен на подформации: нижнюю известняково-мергельную верхнего альба — маастрихта (3^а) и верхнюю органогенно-обломочных известняково-мергелями дат-палеоцена (3^б). Накапливаясь в двух синклиналях — Голицынской и Михайловской. В осевых частях синклиналей отмечается его наиболее полный и полный разрез, который на ниже лежащих терригенных отложениях апта-альба залегает видимого несогласия, образуя с ними пологий переход. Участки несогласия в границах комплексов 2 и 3 приурочены к склонам поднятий (см. рис. 2, 3). На приведенных сейсмогеологических разрезах нетрудно заметить трансгрессивное прилегание сейсмических горизонтов сеноман-туронского возраста к границе сейсмического горизонта 3^б, заходящего в низах сеномана) к границе разлома нижнемеловых и, возможно, палеозойских и триасово-юрских отложений. Примыкая к границе разрыва сейсмические горизонты образуют клиноформы с углами падения в рядка 10—15°, что свидетельствует о режиме осадконакопления — на границе пологой шельфа и континентального склона.

Характерной особенностью сейсмических записей в интервале временных разрезов соответствующем нижней подформации, является четкое прослеживание сейсмических границ на тех участках, где подформация относительно мало мощная, и ухудшение их сейсмической выраженности вплоть до полной потери корреляции там, где мощность ее мала. По-видимому, на южном борту Михайловской мульды и северном склоне Центрально-Михайловского выступа, где на временных разрезах четко выделяются сейсмические границы, нижние горизонты карбонатной формации обогащены терригенным материалом.

Разрез нижней подформации полностью пройден несколькими скважинами на Голицынской и Ильичевской локальных поднятиях. На первом верхи верхнего альба и сеномана сложены мергелями с прослоями известняков, алевролитов и песчаников; и коньяк представлены известняками. На Ильичевском поднятии сеноман отсутствует, известняки турона непосредственно залегают на вулканогенных породах среднего и верхнего альба. Мощность известняков на Ильичевской площади не превышает 50 м, а на Голицынской — 180 м. Сланцы и Гамбургцевское поднятия составило по современному Черноморско-Каламитскому валу. В поздней юре развиты в Михайловской мульде повсеместно произошла инверсия тектонического режима и но, а маастрихт к югу выклинивается; на территории синклинория образовалась складчатая область, сложенная породами палеогена. По данным бурения скважин на Ильичевской площади 330 м, на Голицынской 180 м, на Гамбургцевской, где скважина вышла из сеномана, превышает 2350 м.

Верхняя дат-палеоценовая подформация органогенно-обломочных известняков и мер-

гельной мощности изменяется от 0 (Ильичевская площадь) до 150—340 м (структуры Гамбургцева, Сельского, Голицына). Литофациальные особенности пород формации свидетельствуют о том, что образовалась она на открытом палеошельфе в период преимущественно карбонатного осадконакопления.

В северной части Михайловской мульды к известнякам дат-палеоцена приурочен сейсмический горизонт 3^а. На юг, судя по изменению динамических особенностей сигналов отраженных волн, акустические свойства горизонта изменяются и ему соответствует граница несогласия между эрозионной поверхностью дат-палеоцена и трансгрессивно налегающими на нее отложениями эоцена и майкопской серии (олигоцен — нижний миоцен), которые относятся к стратиграфическому комплексу 4. Эоцен-нижнемиоценовый интервал разреза представлен отложениями, образовавшимися в период преимущественно терригенного осадконакопления на палеошельфе. В пределах мульды внутренняя структура комплекса контролируется сейсмическими границами 1^а, 1^б (майкоп) и 1^в, 1^г (эоцен).

Отложения эоцена представлены карбонатно-терригенной формацией, мощность которой изменяется от 0 на Ильичевской площади до 900—950 м в осевой части мульды. Выше залегает терригенная формация майкопской серии, представленная в основном глинами, среди которых в средней части присутствуют пачки песчаников и алевролитов. На северном борту мульды мощность песчаных пачек 80—100 м, а на юго-восточном она уменьшается до 40—50 м. На Черноморско-Каламитском валу песчаные пачки отсутствуют и верхний майкоп залегает непосредственно на маастрихте.

Разрез платформенного чехла венчает стратиграфический комплекс 5, представленный отложениями среднего миоцена — антропогена. На подстилающем комплексе он залегает с разрывом, который четко отмечается на временных разрезах ОГТ в пределах северного склона Черноморско-Каламитского вала и югу от Михайловского разлома (см. рис. 3). Литологический комплекс довольно разнообразен и сложен главным образом чередующимися слоями глин, известняков-ракушечников, мергелей, песков и песчаников. Опорные отражающие горизонты в нем не выделены, поэтому его внутренняя структура изучена слабо.

Изложенное выше позволяет осветить историю геологического развития Михайловской мульды. О домеловом периоде известно очень мало. Имеющийся фактический материал свидетельствует о существовании в среднеюрское время на месте мульды синклинория, ось которого проходила по современному Черноморско-Каламитскому валу. В поздней юре произошла инверсия тектонического режима и на территории синклинория образовалась складчатая область, сложенная породами палеогена — средней юры. Возраст складчатых отложений омоложивается с севера на юг. Складчатая область подверглась интенсивной денудации и в неокме превратилась в холмистую равнину, покрытую многочисленными реками, болотами и реками. Временами она заливалась мелким морем. Такой режим со-

хранился до апта. За это время сформировалась субконтинентальная пестроцветная формация неокома — нижнего апта, которая плащеобразно покрыла складчатый комплекс палеозоя — средней юры и стала базальным слоем платформенного чехла.

В позднем апте и альбе активизировались блоковые тектонические движения и началась перестройка существовавшего структурного плана. Образовавшиеся в это время системы разломов разделили складчатый комплекс и перекрывающие их отложения на ряд блоков, у которых северные края опустились. Таким образом, на месте Михайловской мульды сформировались четыре антиклинальные зоны (Голицыно-Шмидтовская зона, Центрально-Михайловский выступ, Сельско-Тарханкутская зона поднятий и Черноморско-Каламитский вал) и три разделяющие их грабен-синклинали (Голицынская, Михайловская и Каламитская). Эти антиклинальные зоны и грабен-синклинали продолжают и в Крыму.

Начавшаяся в позднем апте — альбе трансгрессия моря способствовала накоплению терригенных осадков в грабен-синклиналях. Обломочный материал поступал с антиклинальных зон. Лишь в позднем альбе море покрыло Голицыно-Шмидтовскую и Сельско-Тарханкутскую антиклинальные зоны, а Центрально-Михайловский выступ и Черноморско-Каламитский вал примерно до коньяка продолжали оставаться сушей. Заложение грабен-синклиналей сопровождалось вулканической деятельностью, носившей эффузивно-эксплозивный характер. Максимум ее приходится на средний — верхний альб. Продукты вулканизма, сосредоточивающиеся в основном в пределах антиклинальных зон, представлены внизу производными базальтовой, а сверху — андезитовой магмы.

В верхнем мелу продолжалась трансгрессия моря, которая достигла максимума в сantonе — кампане. Терригенные осадки альба сменялись карбонатными отложениями. В тех зонах, где осадконакопление было непрерывным, смена литофаций произошла в верхнем альбе.

В начале верхнего мела Черноморско-Каламитский вал и Центрально-Михайловский выступ, постепенно погружаясь, находились еще над уровнем моря, поэтому на их склонах отложения сеномана — турна залегают трансгрессивно и с разрывом на вулканогенно-осадочном альбе, причем возраст пород, прилегающих к поверхности эрозии, по мере приближения к своду постепенно омолаживается от сеномана до сantonа.

Таким образом, на месте современной Михайловской мульды в сеномане и туроне существовали два прогиба — Голицынский и Михайловский, в которых накапливались осадки. Терригенный материал сносился с Центрально-Михайловского выступа и Черноморско-Каламитского вала. В сantonе, когда трансгрессия моря достигла максимума, под уровень моря опустились Центрально-Михайловский выступ и Черноморско-Каламитский вал. С этого момента первый уже не воздымался, будучи погребенным в центральной части мульды под отложениями верхнего мела, а Михайловская мульда развивалась как единый структурный элемент Каркинитско-Северо-Крымского про-

гиба. Ось мульды по кровле мела проходит над Центрально-Михайловским погребенным выступом, выраженным в настоящее время в структуре облегающих его базальных слоев платформенного чехла. Таким образом, по отношению к складчатому основанию мульда имеет обращенный структурный план.

В отличие от Центрально-Михайловского выступа Черноморско-Каламитский вал в дат-палеоцене претерпел еще одно кратковременное воздымание, в результате которого частично были размыты карбонатные отложения верхнего мела и на эрозионной поверхности трансгрессивно отлагались осадки эоцена и майкопской серии. Одновременно поднималась Голицынско-Шмидтовская антиклинальная зона.

В эоцене и олигоцен-нижнем миоцене продолжали воздыматься Голицынско-Шмидтовская зона поднятий и южный блок, заключенный между Михайловским разломом и Черноморско-Каламитским валом. Область максимального прогибания по-прежнему находилась над погребенным Центрально-Михайловским выступом. К югу от Михайловского разлома резко сокращаются мощности отложений эоцена и майкопской серии, что свидетельствует о влиянии разлома на скорость осадконакопления. Преобладавшее ранее карбонатонакопление в эоцене стало уступать свои позиции преимущественному накоплению терригенного материала, достигшему максимума в майкопе.

Завершился этап накопления осадков на палеошельфе в конце миоцена, когда Михайловская мульда замкнулась и произошла перестройка структурного плана. Начиная с плиоцена стал формироваться современный шельф Черного моря, на котором накапливались осадки, залегающие моноклинально с падением на юг. В этом направлении возрастает их мощность.

Следовательно, строение Михайловской мульды с течением геологического времени постепенно упрощалось, ослабевала и роль разрывных нарушений.

Выявленные в платформенном чехле Михайловской мульды локальные антиклинальные поднятия преимущественно группируются в зоны, ориентированные вдоль субширотных тектонических нарушений. На севере это Голицынско-Шмидтовская зона поднятий, объединяющая Западно- и Восточно-Голицынские брахиантиклиналы и поднятие Шмидта. Вдоль Михайловского разлома расположены структуры Гамбурцева, Штормовая, Крымская, Прибойная. Они обычно выражены в структурном плане меловых и палеогеновых отложений. Анализ мощностей показывает, что их формирование началось в кайнозой на месте верхнемеловых синклиналей. Локальные поднятия Сельского, Центральное, Приразломное,

Архангельского, Тарханкутское и другие следует отнести к структурам облекания, образовавшимся на месте субширотно вытянутых приподнятых блоков складчатого основания. В последние годы выявлены структуры, расположенные по периферии Центрально-Михайловского выступа, которые связаны с локальными поднятиями, являющимися, возможно, древними вулканами. Контрастно эти структуры выражены только по нижнемеловым отложениям. Вверх по разрезу складчатость затухает, в кровле верхнемеловых отложений за исключением структуры Шельфовой, либо совсем не проявляется, либо проявляется в виде структурных носов. К ним относятся локальные поднятия Анчоус, Осетровое, Бойкое.

В пределах мульды широко развиты различного рода клиноформы. Возможными ловушками нефти и газа следует считать также и зоны выклинивания сеноман-туронских эоцен-майкопских отложений. На борту Черноморско-Каламитского вала эти клиноформы залегают в интервале глубин 1,5–3,5 км и доступны для разбуривания. В связи с этим изучение и оконтуривание зон выклинивания является одной из первоочередных задач геологоразведочных работ на шельфе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей/В. В. Бобылев, В. Е. Железняк, Ю. В. Шиманов и др., М. Недра, 1979.
2. Первые данные о возрасте пород складчатого основания в северо-западной части Черного моря/В. Г. Демьянчук, А. Т. Богаев, Г. В. Бойчук и др. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1977, № 12, с. 1070–1072.
3. Регулярные волны-помехи в морской сейсморазведке МОВ — ОГТ и способы их подавления при обработке материалов на ЭВМ/О. И. Рогоза, А. Г. Курочкин, А. В. Невинный и др. Обзорная инф. ВНИИГазпром. Сер. Геол. и разведка морских нефтегазовых м-ний, 1982, вып. 2.
4. Сейсмическая стратиграфия/Р. А. Шериф, П. Р. Вейл, Р. М. Митчел и др. М., Мир, 1982.
5. Структурные элементы осадочного чехла юга СССР и смежных районов/Л. Г. Плехотный, Р. В. Палинский, М. Е. Герасимов и др. — Геол. журнал, 1981, т. 41, № 1, с. 91–101.
6. Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря/Ю. Г. Моргунов, А. В. Калинин, В. В. Калинин и др. М. Недра, 1981.

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

550.8.053 : 519

РОМАНОВСКИЙ (ВСЕГЕИ)

Литология решения задач седиментационной цикличности

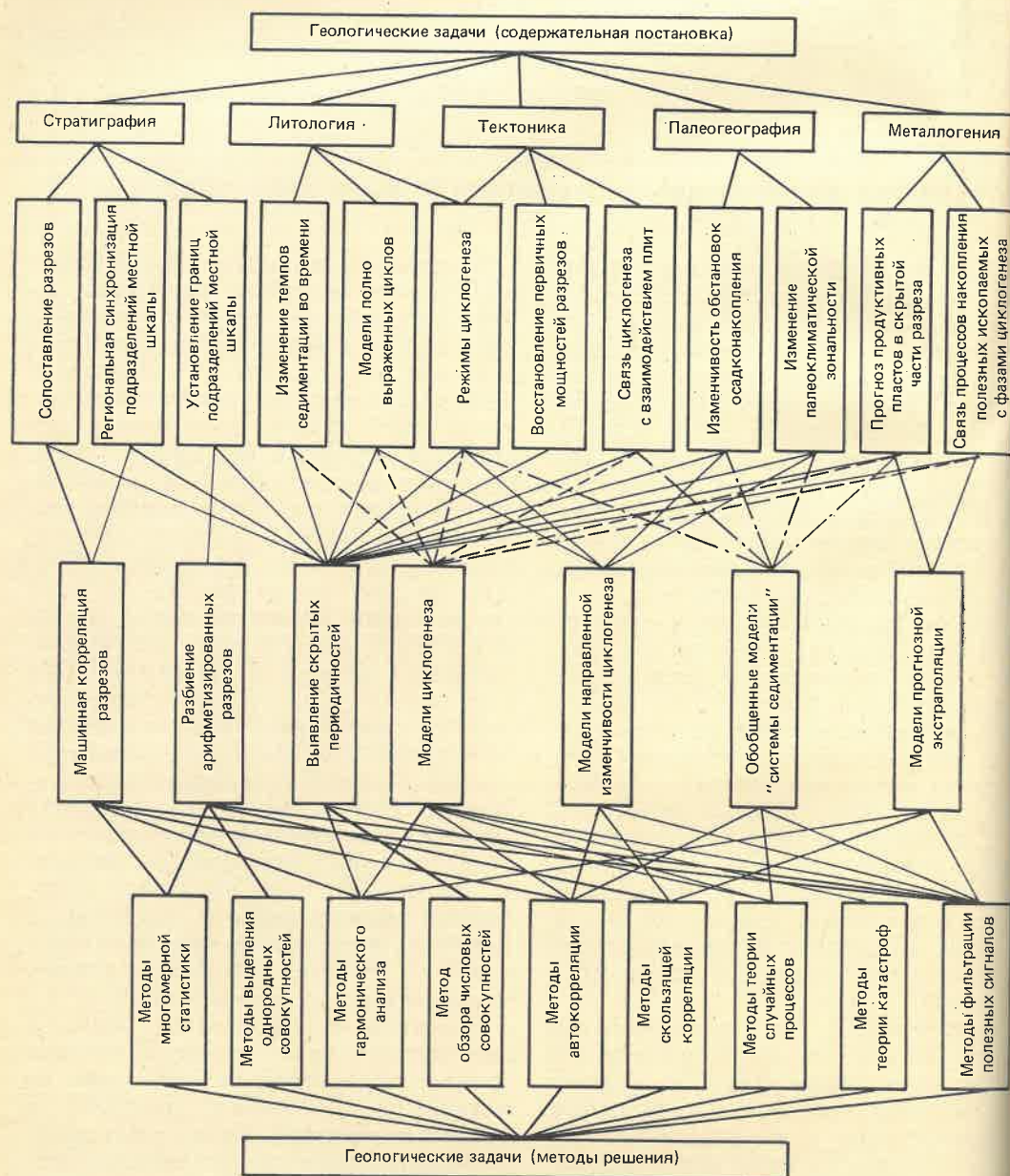
Уже установлено, что все осадочные толщи независимо от генезиса и родного состава имеют циклическое строение. Правда, не во всех толщах циклическость проявлена одинаково отчетливо: в одних, например, в разрезах флиша, ленточных глин, угленосных, она видна, что называется, «на глаз»; в других — носит скрытый характер. Поэтому для выделения элементарных седиментационных циклов необходимы детальные литологические и биофациальные реконструкции.

Как бы мы ни трактовали седиментационные циклы, с какими бы причинами ни связывали их генезис, они всегда фиксируют устойчивый *генетически predeterminedный парагенез пород*. Это означает, что механизм циклогенеза не только диктует порядок следования пород в пределах единичного цикла и характер повторяемости самих циклов в разрезе, но и накладывает существенные ограничения на интерпретационные схемы тех задач, которые опираются на представления о циклическом строении геологических разрезов.

Действительно, с установлением факта циклическости резко расширился спектр прикладных задач из области стратиграфии, литологии, тектоники, палеогеографии и металлогении. Появились новые (прежде всего математические) методы анализа циклическости, которые, казалось бы, должны были расширить и интерпретационные возможности, связанные с выявлением не известных ранее свойств исходного процесса циклогенеза. Однако возросшие методические возможности вызвали и ряд трудностей принципиального характера, знание которых необходимо для более осмысленной трактовки полученных результатов, а тем более — для разработки общих генетических концепций, опирающихся на свойства собственно седиментационной циклическости.

Необходимо установить соответствие между постановкой геологических задач, фиксирующих циклические свойства седиментогенеза, методами их решения и содержательной интерпретацией получаемых результатов. Поставленная цель будет, по-видимому, достигнута только в том случае, если удастся найти своеобразные инварианты в постановке задач по анализу геологических разрезов, каждый из которых соотносился бы с возможно большим числом геологических задач в традиционной формулировке и увязывался бы с небольшим числом формальных методов их решения. При этом желательно, чтобы в основе каждой формулируемой задачи лежала конструктивная трактовка механизма циклоседиментогенеза, определяющая наличие в разрезе тех «скрытых» закономерностей, на поиск которых ориентированы формальные методы. В противном случае трактовка выявленных закономерностей, например, в терминах временной периодичности исходного процесса осадконакопления, может оказаться неправомерной.

В данной статье сделана попытка систематизировать задачи, которые традиционно ставятся геологами на материале циклически построенных разрезов (рисунок). Если читать предложенную схему сверху вниз, то легко убедиться, что задачи эти существенно различны в зависимости от того, к какой из геологических дисциплин они относятся. Так, для стратиграфии наиболее характерны задачи по сопоставлению разрезов, установлению границ подразделений местной шкалы и их региональной синхронизации. В рамках литологии первостепенный интерес представляют модели разных режимов циклогенеза: трансгрессивного, регрессивного, трансгрессивно-регрессивного, хроногенного, инъективно-хроногенного, ледникового и флювиального [9].



Постановка, общая формулировка и математические методы решения задач седиментационной цикличности

Остановимся на описании семи задач в наиболее общей постановке (см. центральную часть рисунка). Исходные условия формулируются в терминах, допускающих алгоритмизацию решения. Это позволяет, во-первых, обосновать оптимальную схему решения и, во-вторых, соотнести найденные результаты с более широким классом задач в их традиционно геологической трактовке. Так, хорошо известная за-

дача по выявлению скрытых периодичностей в строении разреза решается строгими методами гармонического анализа. Полученные же результаты, т. е. набор гармоник, а также численные оценки амплитуды, частоты и фазы колебательного процесса, можно с успехом использовать для сопоставления разрезов, при моделировании режимов циклогенеза, для восстановления первичных мощностей разрезов

оценки изменения обстановок осадконакопления во времени и пространстве и для задач прогнозной экстраполяции. То же касается и шести других формально поставленных задач, которые указаны в нашей систематике.

Разбиение арифметизированных разрезов. Предварительно напомним, что принято называть арифметизированным разрезом. Пусть $X = \{x_1, x_2, \dots, x_n\}$ — вектор свойств, которые приписаны каждому слою. Тогда последовательность векторов $\{X_j\}$, ($j=1, N$) и называется арифметизированным разрезом. Задача разбиения такого разреза заключается в отыскании границ, разделяющих разрез на части (сегменты), которые статистически различаются в заданной системе признаков. Данная задача, помимо самостоятельного значения, является базовой для последующей корреляции разрезов, хотя разрезы можно сопоставлять и без их предварительного сегментирования.

Д. А. Родионов [5], внесший наибольший вклад в разработку методов решения этой задачи, предложил разбивать разрезы на однородные части, в пределах которых заданные признаки имеют одинаковые функции распределения, а критерием для проведения границы между однородными частями разреза считать величину $V(r^2)$. Последняя фиксирует ощутимые различия средних значений и дисперсий признаков в сравниваемых совокупностях. Данный подход опирается на интуитивно ясное понятие об однородности объектов, в то же время достаточно строг и использует тонкую статистическую технику проверки гипотез. В силу этого он быстро завоевал популярность у геологов, и в настоящее время во всех геологических организациях, оснащенных ЭВМ, имеются программы для решения задач разбиения разрезов на однородные части.

Для толщ, характеризующихся правильной ритмической повторяемостью сравнительно маломощных элементарных циклов типа флишевых, данный подход может существенно помочь при корреляции разрезов, ритмограммы которых, как правило, невыразительны и похожи друг на друга. Но особенно эффективен метод Д. А. Ро-

дионова при изучении циклически построенных разрезов мелководно-морских платформенных отложений, когда требуются расчленение и тщательная корреляция продуктивных толщ, вмещающих нефтяные и газовые залежи.

Машинная корреляция разрезов. Корреляция разрезов — это основа местных стратиграфических схем. От нее зависит и направление поисковых работ на многие полезные ископаемые осадочного генезиса. Сознвая важность данной задачи, геологи видят и принципиальные трудности, мешающие добиваться единственного решения ее. Поэтому, в частности, и прилагаются значительные усилия к разработке теории осадконакопления и совершенствованию теоретических основ стратиграфии.

С внедрением в практику геологических работ математических методов сопоставление разрезов «поручено» ЭВМ. Задача стала называться «машинной, или автоматической корреляцией разрезов». С формальных позиций — это поиск в двумерном пространстве идентичных образов геологических тел: слоев, циклов, свит и т. д. Подходы, которыми можно добиваться ее решения на ЭВМ, логичнее всего разбить на три условно независимых класса.

1. Поточечная корреляция, осуществляемая либо по характерным (реперным) дискретным точкам разреза, либо по экстремальным точкам непрерывных кривых, описывающих колебание по разрезу выбранных параметров.

2. Непрерывная корреляция, когда сопоставляются все точки разреза или сравнивается конфигурация непрерывных кривых, например каротажных диаграмм.

3. Корреляция по вторичным признакам, когда предварительно оцениваются, например, корреляционные функции исходных переменных и сопоставляются уже не сами эти переменные, а их корреляционные функции.

Все указанные методы равноправны, ибо они, с одной стороны, одинаково успешно реализуются на ЭВМ, а с другой — обладают в равной степени неустойчивыми решениями. Кроме того, они акцентируют внимание только на формальном и техническом аспек-

тах задачи корреляции. Поэтому целесообразно рассматривать не разные математические методы корреляции разрезов, а различные постановки этой задачи: формальную, опирающуюся только на исходный эмпирический материал и не вводящую в алгоритмическую процедуру соображения генетического характера, и, напротив, содержательную (модельную), в основе которой лежат седиментологические представления об изменениях скоростей осадконакопления, о последовательности и механизме образования слоев, разных режимах циклогенеза и др.

Наибольший вклад в реализацию первого подхода внесли А. М. Волков [2] и коллектив геологов и математиков ЗапСибНИГНИ. А. М. Волков сформулировал требования к оптимальности найденных вариантов корреляции и первым стал широко использовать сравнительно недавно разработанную теорию сплайн-функций.

Чем же вызваны трудности, возникающие при автоматической корреляции разрезов? Очевидно, не соображениями, касающимися формализации исходных данных, и разработкой подходящих алгоритмов корреляции. Все сложности традиционной стратиграфии остаются и даже усугубляются при машинной корреляции разрезов. В самом общем виде можно сказать, что современная теория седиментогенеза пока не дает возможности, опираясь на конкретную литологию сравниваемых разрезов, поставить задачу так, чтобы быть уверенным в ее адекватности исходным процессам седименто- и циклогенеза, а не только тем формальным ограничениям, которые накладываются их строением. В каждом конкретном случае важно знать, сколь полно учтены исходными предпосылками формальной схемы те геологические условия, которые имели место при формировании сравниваемых отложений.

Например, если коррелируются разрезы с мутационным типом цикличности (флиш, нижняя моласса, варвы и т. п.), то в схему корреляции можно не вводить критерии диахронности границ выделенных подразделений разреза и считать литологическую эквивалентность отложений тождественной хронологической. Если же циклич-

ность трактуется как миграционная, то не исключено, что для большей точности стратиграфической увязки разрезов потребуются учесть факт диахронности литологических границ, а также различия в скоростях аккумуляции разных типов осадков, резкую фациальную изменчивость отложений, перерывы в осадконакоплении, неоднозначные для разных зон бассейна, и ряд других факторов.

Следовательно, методы машинной корреляции целесообразно разрабатывать прежде всего для тех случаев, когда геолог имеет дело не с самими разрезами, а с разного рода регистраграммами, по которым и литология разреза, и его цикличность восстанавливаются опосредованным путем.

Выявление скрытых периодичностей в строении разрезов. Этот класс задач реализуется в рамках более общего метода ритмолитологического анализа [7], основная цель которого — восстановление периодических гармоник разного порядка из общей числовой последовательности, характеризующей колебание по разрезу опробуемого признака. Чаще всего эта числовая последовательность (частный случай арифметизированного разреза) задается путем непосредственного замера значений признака в фиксированных точках разреза. Иногда она формируется в результате определенных вспомогательных процедур. Важно отметить, что разложение кривой, аппроксимирующей эту последовательность, на гармоники — весьма трудоемкая задача. Трудоемкость определяется не столько техническими факторами, сколько содержательной стороной задачи, т. е. наличием и обоснованностью априорных сведений о периодической структуре изучаемой числовой последовательности, которые чаще всего не выводятся из модели, а просто постулируются.

Разложение исходной кривой реализуется в общем случае методами гармонического анализа. При этом возможны два варианта: 1) период функции, к которой приближается исходная кривая, известен; тогда гармоники эмпирической последовательности выявляются путем непосредственного разложения этой функции на заданном интервале в ряд Фурье; 2) период ко-

лебаний и частотные характеристики исследуемой кривой неизвестны; тогда они восстанавливаются методами выявления скрытых периодичностей.

Первый вариант гармонического анализа менее трудоемок. Однако интерпретация полученных результатов ее затруднительна, поскольку практически любая числовая последовательность может быть приближена на конечном интервале сходящимся рядом Фурье. Получающиеся гармоники могут не иметь никакого отношения к характеру исследуемого материала. Поэтому к результатам ритмолитологического анализа, полученным путем разложения выборочной числовой последовательности (например, мощностей слоев или циклов) в сходящийся ряд Фурье, следует относиться с большой осторожностью. Главное значение здесь имеет чисто геологическая трактовка режимов циклогенеза, и если она допускает рассмотрение последовательности мощностей как временной серии, то трактовка выявленных периодов в единицах времени становится правомочной. В противном случае поиск скрытых периодичностей превращается в самоцель, а полученные результаты не имеют научной ценности.

Модели циклогенеза. Наиболее четко связь между геологической постановкой задачи на материале циклически построенных разрезов, методами ее решения и содержательной интерпретацией полученных результатов выступает тогда, когда способ решения вытекает из седиментологической модели циклогенеза. Более полно разработаны и изучены модели, опирающиеся на теории случайных функций, прогнозирования и теории случайных процессов марковского типа.

Изучение циклически построенных разрезов методами теории случайных функций пока обосновывается седиментологическими предпосылками самого общего вида, не связанными аналитическими соотношениями. Предполагается, например, что осадочный материал поставляется в бассейн либо устойчиво, либо, напротив, со значительными перерывами; на «систему седиментации», которая в данном случае трактуется как динамическая система в смысле теории автоматического ре-

гулирования [10], действует ограниченное число «возмущающих» факторов и др. Такого рода общие допущения позволяют использовать аппарат теории случайных функций в приложении к самым разнообразным разрезам: древним сильнометаморфизованным толщам (К. И. Хейсканен), терригенно-карбонатному флишу (С. И. Романовский), карбонатным циклам платформ (В. Н. Деч, Л. Д. Кноринг).

Наибольший практический интерес представляют модели конечной авторегрессии и гармонического процесса, различающиеся видом корреляционных функций (коррелограмм). В такой постановке изучение характеристик циклической седиментации тесно смыкается с выявлением скрытых периодичностей. Действительно, прежде чем оценивать принадлежность коррелограммы к одному из двух классов случайных процессов (авторегрессионному или гармоническому), необходимо отделить так называемую закономерную составляющую изменчивости признака от чисто случайной. При этом мы неизбежно сталкиваемся с рядом сложностей содержательного плана.

Так, пока изучались скрытые периодичности в строении разреза, нас могло не очень заботить то обстоятельство, что разные признаки характеризуются неодинаковой периодической изменчивостью, поскольку в отсутствие седиментологической модели найденным характеристикам изменчивости не приписывался (точнее — не должен был приписываться) содержательный смысл. Теперь же исходные признаки должны быть увязаны с конкретными седиментологическими представлениями, поэтому особое значение приобретает обоснование выбранных переменных модели и ее начальных условий. Такими переменными чаще всего выступают те, которые достаточно легко расшифровываются в терминах циклоседиментогенеза, — пористость, гранулометрические индексы пород, мощности слоев и т. д.

В терминах теории прогнозирования может быть сформулирована вероятностная модель слоенакопления, разработанная А. Н. Колмогоровым [3]. Она подробно анализировалась в мо-

нографиях автора [6, 7], поэтому в данной статье ограничимся пояснением возможных сфер ее приложения при оценке динамики циклогенеза. Помимо оценки меры стабильности слоенакопления [6], можно, в частности, рекомендовать эту модель для оценки динамики аккумуляции современных осадков в прибрежной зоне моря, для определения темпов заиления водохранилищ, оконтуривания зон равной стабильности седиментогенеза в разных районах Мирового океана по материалам глубоководного бурения и др. Сфера практического использования модели А. Н. Колмогорова со временем будет расширяться.

Остановимся на исходных предпосылках и интерпретационных возможностях седиментологических моделей марковского типа. Они в силу предельной наглядности существующих сегодня схем слоенакопления и простоты вычислительных процедур на ЭВМ неоправданно широко распространены среди геологов. Можно назвать десятки работ, в которых теория цепей Маркова используется либо догматически, т. е. просто рассчитывается матрица переходных вероятностей от слоя к слою, либо с применением седиментологических предпосылок, т. е. посредством построения вероятностной модели. При этом всегда оказывается, что *независимо от генетического типа толщи* матрица переходных вероятностей (или закон цепи) не противоречит схеме марковского процесса.

Для оценки своеобразной геологической нагрузки седиментологических моделей марковского типа необходимо проанализировать их исходные предпосылки. А. Б. Вистелиус, в частности, допускает, что «появление слоя того или иного состава определяется только образованием одного нижележащего слоя. Слои, накопившиеся ранее, никакого участия в формировании последующих (через один слой) не принимают» [1, с. 39]. Геологической основой такого предположения является процесс «простого взмучивания» осадка. Ясно, что уже одно это допущение полностью попадает под определение цепи Маркова, что подтвердила и последующая проверка. Однако А. Б. Вистелиус использует не догматический подход, т. е. не ограничива-

ется проверкой статистической гипотезы о непротиворечивости наблюдаемой последовательности событий цепи Маркова, а строит модель, на основе которой теоретически выводит вероятности перехода от одного состояния (процесса) к другим и по критерию χ^2 сравнивает их с наблюдаемыми частотами перехода слоев разного состава в разрезах красноцветной толщи п-ова Челекен [1].

Почему же данный подход к моделированию слообразования, в котором, казалось бы, присутствуют все атрибуты корректного математического анализа геологического явления, мы относим к разряду тупиковых [9]? Прежде всего потому, что сведение модели к проверке «марковских свойств» последовательности анализируемых состояний «процесса» не добавляет новой информации об исследуемом природном явлении. Итогом такого рода моделей является очевидный вывод, к которому и пришел А. Б. Вистелиус: «... наблюдавшийся тип чередования слоев по их составу очень близок к чередованию, обусловленному простым однородным установившимся марковским процессом» [1, с. 66]. Естественно, ибо такой результат был заложен уже в исходной предпосылке модели. Более того, можно заранее утверждать, что любые циклически построенные толщи, характеризующиеся устойчивым повторением в разрезе нескольких типов пород, всегда будут описываться *такой* моделью и всегда не будут ей противоречить. В эту же схему укладывается последовательность слоев в разрезе, образовавшаяся согласно миграционной теории Н. А. Головкинского, ибо появление слоя фиксированного состава в ней определяется только тем, какого состава слой сформировался в предшествующий период, а начиная с нижней границы цикла (подошвы «геологической чечевицы» Головкинского) подстилающие слои уже не влияют на течение процесса.

Итак, любой стратиграфический разрез можно моделировать матрицей переходных вероятностей. Однако в рамках уже рассмотренных предпосылок это моделирование ничего нового (в познавательном плане) не дает: модель замыкается сама на себя.

Модели направленной изменчивости циклогенеза. Устойчивая реализация циклогенеза зависит от многих факторов: положения разреза по отношению к береговой линии палеобассейна, сохранения постоянных фациальных условий во время образования каждого последующего цикла, стабильной интенсивности сноса кластического материала в разные периоды времени и др. Если бы все эти условия сохранялись строго постоянными во время образования каждого седиментационного цикла, то циклы были бы практически неотличимы друг от друга ни по набору пород, ни по мощностям, ни даже по текстурным характеристикам отдельных элементов цикла. В реальных разрезах такого не отмечается, однако теоретически допустить возможность реализации циклогенеза в наиболее устойчивом режиме можно. Он должен привести к закреплению в разрезе полного, или идеального, цикла данного генетического вида осадочных образований.

Тогда типичной задачей, которую можно ставить и решать на разрезах флиша, молассы, угленосных, соленосных и т. п., является оценка меры стабильности циклогенеза и ее изменения по разрезу. Если к тому же допустить, что идеальный цикл осадконакопления определяет максимальный (для данной толщи с миграционным типом цикличности) период колебательных движений, то очевидно, насколько реальная цикличность отличается от идеальной для данного конкретного разреза, настолько и периодичность колебательных движений оказывается затухающей вторичными явлениями и отклонениями режима циклогенеза от наиболее устойчивого. Следовательно, данную задачу можно рассматривать и как составной элемент задачи ритмо-литологического анализа в более общей постановке, когда необходимо оценить отличия структурно-литологических характеристик разреза от тех, которые приписаны идеальному циклу. Итогом оценки становится послонная характеристика разреза численными значениями принятой меры сравнения. Кривая, аппроксимирующая эти значения в пределах исследованной части разреза, отражает практическую реализацию циклогенеза, генерировав-

шего формирование данной толщи с периодичностью, которая задается в масштабе идеального цикла. Следующим вполне естественным этапом является восстановление характеристик периодичности методами гармонического анализа.

Наиболее важным моментом решения задачи по оценке направленной изменчивости циклогенеза является выбор меры соответствия наблюдаемой последовательности пород идеальной. Применительно к угленосным отложениям такую меру предложил У. Пирн [11]. Нами развит общий подход к выбору меры соответствия [8].

Пусть задана арифметизированная последовательность слоев $\{a^{(t)}_{kh}\}$, где k — индекс породного состава, h — индекс мощности слоя, а $t=1, 2, 3 \dots$ — скользящий индекс, фиксирующий номер начального члена последовательности. Пусть идеальный цикл (эталон) представляется в виде $\{\bar{a}_{kh}\}$. Требуется при каждом t оценить меру μ_t соответствия эталону конечного набора слоев их арифметизированного разреза. Мера соответствия, очевидно, должна учитывать порядок сравнения, т. е. сопоставлять каждый слой эталона с соответствующим ему по номеру слоем арифметизированного разреза, и, кроме того, быть нормированной ($0 \leq \mu_t \leq 1$). Этим двум требованиям удовлетворяет следующая мера соответствия

$$\mu_t = \frac{2}{m} \left(\sum_{i=1}^{m/2} \frac{x_i}{x_i^2 + 1} + \sum_{i=1}^{m/2} \frac{y_i}{y_i^2 + 1} \right),$$

где $x_i = \bar{k}_i/k_i$, $y_i = \bar{h}_i/h_i$. Если $\bar{k}_i \rightarrow k_i$, $\bar{h}_i \rightarrow h_i$, то $\mu_t = 1$. При $x_i \rightarrow 0$, $y_i \rightarrow 0$ мера μ_t также приближается к нулю, определяя тем самым предельное несоответствие последовательности слоев в разрезе при данном индексе t эталонному циклу осадконакопления. Шкала кодирования пород приведена в работе [8].

Модели прогнозной экстраполяции дают возможность, в частности, прогнозировать местоположение тел полезных ископаемых пластового типа в недоступной для непосредственного изучения части разреза. Нами разработана подобная модель применительно к угленосным толщам [4]. В данной статье проводится лишь описание

операционной схемы предлагаемого подхода.

С помощью факторного анализа система признаков (гранулометрический индекс пород, тип и масштаб слоистости, состав конкреций, количество растительных остатков) разбивается на независимые группы, и та из них, на которую падает максимальный процент изменчивости всей системы, согласно седиментологической модели [4], должна отражать тектоно-фациальный фактор циклогенеза, названный нами применительно к угленосным разрезам *главным фактором угленакопления*. Кривая колебания этого фактора строится вдоль исследованной части разреза. Затем она разлагается на периодические функции с помощью предложенного нами модифицированного метода гармонического анализа. На заключительном этапе прогнозной экстраполяции строится синтезированная из восстановленных гармоник кривая изменения по разрезу главного фактора угленакопления уже на всю мощность разреза, включая и интервал прогнозирования. Значимые минимумы этой кривой должны соответствовать пластам угля.

Этот метод проверялся нами на большом числе разрезов буоркемюской свиты раннемелового возраста Зырянского бассейна и дал вполне удовлетворительные результаты [4]. Если его применять к разрезам с другим типом цикличности (соленосным, фосфоритоносным и др.), то существенно изменится только исходная система признаков, используемая для выделения тектоно-фациального фактора. Логика же метода прогнозной экстраполяции останется той же.

Обобщенные модели «системы седиментации». Система седиментации — понятие более широкое, чем бассейн осадконакопления. Оно включает и характер взаимодействия областей сноса с зонами аккумуляции, и процессы, происходящие непосредственно в седиментационном бассейне.

Под обобщенными моделями «системы седиментации» мы понимаем взаимосвязанную совокупность тех характеристик геологических процессов, которые отражают режим циклогенеза и в конечном итоге условия формирования осадочных толщ в целом. Модели

эти в зависимости от техники построения и требуемого конечного результата можно подразделить на три класса: описательные (качественные), имитационные (полуколичественные) и аналитические (количественные).

Описательные модели традиционны для геологии. В них обычно выражаются сложившиеся у исследователя представления о том, под влиянием каких факторов формируется исследуемая толща. Важнейшими в таких моделях являются наблюдаемые на объекте признаки, которые обычно связываются с конкретными условиями седиментогенеза. Иными словами, суждения о процессе выводятся на основе актуалистических представлений, и модель, являющаяся по сути единственной концепцией ее автора, строится по схеме прямой экстраполяции в прошлое [7]. Описательными моделями можно считать все традиционные схемы циклогенеза.

Имитационные модели учитывают не только конечный результат, т. е. циклически построенную толщу, добываясь максимального сходства модели с прототипом, но и взаимодействие основных факторов циклогенеза без предварительного физического и геологического осмысления этого взаимодействия. Имитационные модели в полной мере используют возможности современной электронно-вычислительной техники, они строятся непосредственно у пульта ЭВМ. Наибольший вклад в технику такого рода моделирования внесли исследования американских ученых Дж. Харбуха и Г. Бонем-Картера.

Из самой техники построения имитационных моделей ясно, что получающиеся соотношения между учитываемыми в модели характеристиками циклогенеза не всегда будут иметь отчетливый генетический смысл, поскольку одной и той же рисовки разреза можно добиться за счет разных комбинаций переменных модели. Поэтому имитационные модели следует рассматривать как очередной — вслед за описательными моделями — этап в разработке аналитических моделей циклогенеза, в которые найденные на предшествующих этапах соотношения входят как составные элементы сложной аналитической зависимости, имею-

щей отчетливый физический смысл и потому допускающей содержательную геологическую интерпретацию полученных результатов.

Аналитических моделей циклогенеза, позволяющих специалистам использовать их результаты для разработки цельных генетических концепций на качественном уровне, пока немного. Можно отметить модель эвапоритового седиментогенеза Л. Бриггса и Х. Поллака (1967 г.) и модель Дж. Бриджа (1979 г.), в которых анализируется механизм аллювиального циклогенеза. Еще нет удовлетворительных аналитических моделей, описывающих циклогенез во флише, молассе, угленосных отложениях и т. д. Однако эти модели несомненно будут созданы, что поднимет общий уровень чисто геологических генетических схем, остающихся пока на качественном и в этом смысле — неконструктивном уровне.

Таким образом, к настоящему времени отчетливо наметились две тенденции в постановке и решении задач на материале циклически построенных разрезов осадочных толщ. Первая связана с сугубо формальными задачами: расчленение разреза по фиксированным признакам, выделение однородных (в заданном смысле) совокупностей, машинная корреляция разрезов и др. Эти разработки имеют большое прикладное значение. Вторая тенденция охватывает более широкий спектр задач — все они вне зависимости от конечного результата — опираются на конкретные седиментологические представления, т. е. устанавливают связь

между характеристиками процесса циклогенеза и признаками, зафиксированными в разрезе осадочной толщи. Насколько удачны выбранные предпосылки и органично вплетены в математическую модель процесса, настолько в конечном счете продуктивен и результат моделирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вистелиус А. Б. Красноцветные отложения полуострова Челекен. М.—Л., Наука, 1966.
2. Волков А. М. Решение практических задач геологии на ЭВМ. М., Недра, 1980.
3. Колмогоров А. Н. Решение одной задачи из теории вероятностей, связанной с вопросом о механизме слоеобразования. — Докл. АН СССР, 1949, т. 65, № 6, с. 693—696.
4. Македон И. Д., Романовский С. И., Тараканов А. С. Прогнозирование местоположения пластов угля в скрытой части разреза. — Сов. геология, 1981, № 2, с. 23—29.
5. Родионов Д. А. Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. М., Недра, 1968.
6. Романовский С. И. Динамика формирования флиша. Л., Недра, 1976.
7. Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л., Недра, 1977.
8. Романовский С. И. Седиментологические предпосылки, постановка и методы решения литологических задач. — В кн.: Методы теоретической геологии. Л., Недра, 1978, с. 94—117.
9. Романовский С. И. Модели седиментогенеза и основные задачи литологии. — В кн.: Современные идеи теоретической геологии. Л., Недра, 1984, с. 56—97.
10. Хейсканен К. И. Динамическая система осадконакопления ятулия Центральной Карелии. — Тр. Ин-та геологии Карельского фил. АН СССР, 1975, вып. 28.
11. Pearn W. C. Finding the ideal cyclothem. — Bul. State Geol. Surv. Kans., 1964, № 169/2, p. 399—413.

УДК 553.331 : 551.21.001.24 + 553.3

Е. М. ЭПШТЕЙН (ВИМС), В. Я. КАБАНЬКОВ (ПГО «Севморгео»)

Глубина формирования и рудоносность массивов ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов

Проблемам вертикальной зональности массивов ультрамафитов, ийолитов, карбонатитов (УИК) и зависимости типа оруденения от их глубины формирования посвящены исследования Л. С. Бородина, А. А. Кухаренко, А. А. Фролова, В. М. Моралева,

В. С. Самойлова, Ю. А. Багдасарова, Е. М. Эпштейна и др. В большинстве случаев оценка глубины формирования массивов проводилась по косвенным признакам. Поэтому вопрос о положении в вертикальной зональности (приуроченности к фациям глубинности)

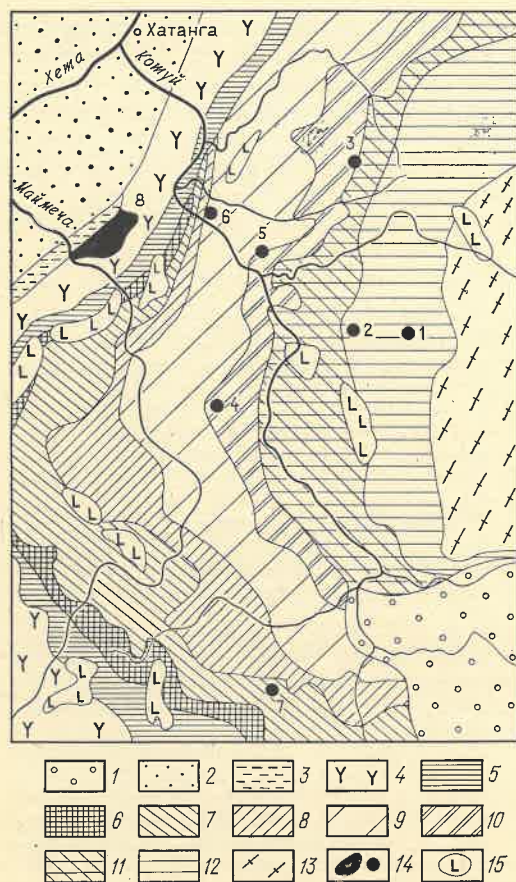


Рис. 1. Схема геологического строения Западного Прианбарья

1 — четвертичная система; 2 — меловая система; 3 — юрская система, верхний отдел; 4 — триасовая система, нижний отдел; 5 — силурийская система, верхний отдел — пермская система; 6 — силурийская система, нижний отдел; 7 — ордовикская система; кембрийская система; 8 — верхний отдел, 9 — средний отдел, 10 — нижний отдел; верхний протерозой; 11 — средний рифей-венд, 12 — нижний рифей; 13 — архей; 14 — массив УИК и его номер (1—8 — см. табл. 1); 15 — интрузии габбро-диабазов

различных типов месторождений, связанных с комплексами УИК, остается дискуссионным [1, 10, 12].

Надежные данные о вертикальной зональности массивов УИК могут быть получены путем установления фактической глубины их эрозионных срезов от палеоповерхности, т. е. в первую очередь по результатам палеогеографической реконструкции мощности эродированной толщи вмещающих пород. До сих пор такие построения выполнялись лишь для отдельных объектов или регионов [3, 4, 6, 8] без обобщений и сопоставлений.

Единственный из известных в мире

регионов широкого развития массивов УИК, наиболее благоприятный для определения глубины их формирования, — Западное Прианбарье (Маймечинско-Котуйская провинция). Этот регион представляет собой северную окраину Сибирской платформы, где отмечено пологое ($3-6^\circ$) залегание толщ осадочного чехла (рис. 1). Имеющиеся детальные материалы по его стратиграфии позволяют провести достоверные палеогеографические реконструкции [9]. Массивы УИК находятся здесь в близких структурных условиях, поскольку прорывают пологопадающие рифейско-палеозойские отложения западной периклинали Анабарского поднятия. Лишь Гулинский массив залегает в зоне сочленения этого поднятия с Хатангским эпикратонным прогибом среди вулканогенных пород нижнего триаса.

Время внедрения массивов установлено с достаточной надежностью как раннетриасовое. Они прорывают и метаморфизуют породы чехла платформы вплоть до вулканогенных толщ нижнего триаса, а в базальных конгломератах юры обнаружена галька ультрамафитов и щелочных пород. Цифры абсолютного возраста, неоднократно подтвержденные анализами, дают близкие результаты: 250 ± 25 млн. лет [5].

Подсчет мощности отложений, срезаемых эрозией ($H_{км}$) с момента становления интрузий до настоящего времени (рис. 2, табл. 1), для всех массивов выполнен от кровли вулканогенно-осадочной толщи триаса, формирование которой знаменует эпоху коренной перестройки структурного плана Центральной Сибири. При этом мы исходили из следующих предпосылок. Рифейские и кембрийские отложения на всей рассматриваемой территории близки по мощности, хотя накапливались на разных участках синхронно с развитием структуры Анабарского поднятия. Рифейские образования не затронуты существенно предъюдомским и предкембрийским размытием. Значительное изменение мощности осадочного чехла вследствие размыва наблюдается к северо-востоку от массива. Мощность пород чехла платформы определялась путем палеогеографических реконструкций.

Погрешность определения мощности

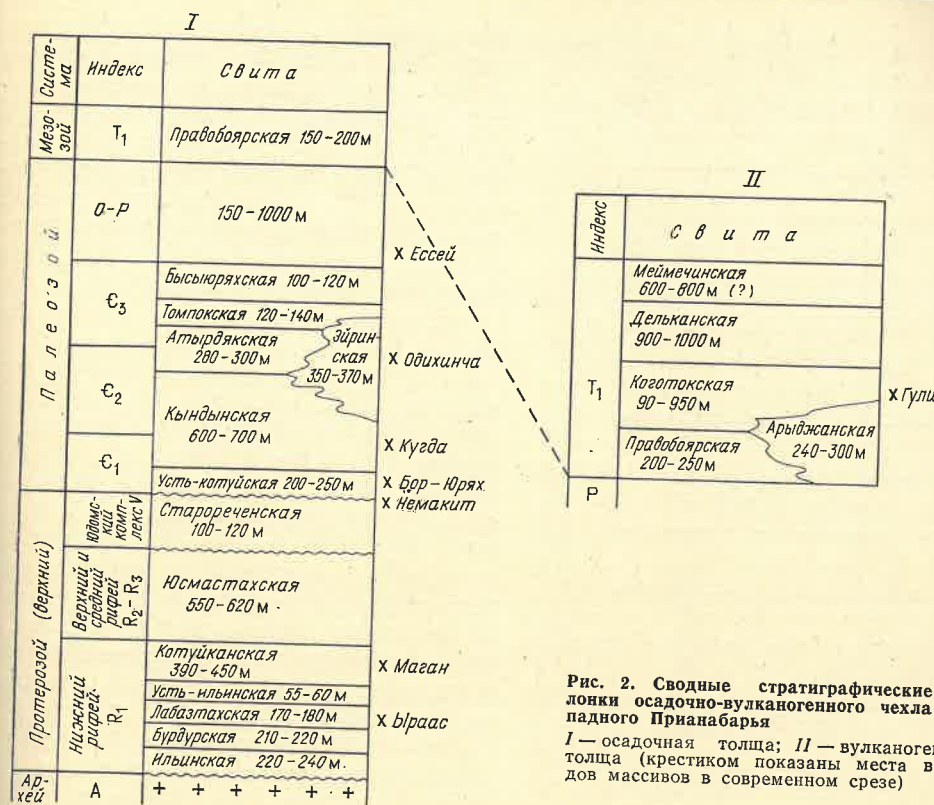


Рис. 2. Сводные стратиграфические колонки осадочно-вулканогенного чехла Западного Прианбарья

I — осадочная толща; II — вулканогенная толща (крестиком показаны места выходов массивов в современном срезе)

отложений разного возраста неодинакова. Так, для низов рифея и кембрия она не превышает 10-20 м, а для таких свит, как юсмастахская (R₂-R₃) или кындынская (Є₁-Є₂), погрешности более значительные и достигают десятков метров, иногда 100 м. Такова же точность определения мощности вышележащих палеозойских образований. Мощность рифейских отложений, представленных в нижней половине преимущественно кварцевыми песчаниками и кварцито-песчаниками, а в верхней — доломитами, оценивается не менее чем 1700-1900 м. Кембрийские образования, состоящие практически полностью из карбонатных пород, имеют мощность не более 1200-1300 м, а вышележащие части палеозойской толщи, широко распространенной на западе района, — более 1000 м. Сложена она в основном карбонатными породами со сравнительно редкими пластами песчаников, гипсов и ангидритов. Только самые верхи разреза состоят из полимиктовых песчаников и алевролитов. В направлении к востоку мощность их уменьшается до

150-250 м, что учтено в расчетах (см. табл. 1), а состав не изменяется.

Хуже обстоит дело с вулканогенными породами, для которых характерны частые фациальные переходы и резкие изменения мощности на небольших расстояниях. Как следует из палеогеографических реконструкций [9], на большей части рассматриваемой территории они вообще не формировались. На участке Гулинского массива, по данным К. М. Шихориной и материалам последних лет, вулканогенные породы образуют мощную и пеструю по составу толщу.

Определение мощности вулканогенной толщи представляется наиболее сложным, особенно в связи с недостаточной ясностью позиции меймечитов, которые одними исследователями (Ю. М. Шейнманном, Т. Л. Гольдбурт, Ю. Р. Васильевым, В. В. Золотухиным) рассматриваются как гипабиссальный интрузив, другими (Е. Л. Бутаковой, Л. С. Егоровым, К. М. Шихориной) — как доинтрузивные излившиеся образования. Поэтому расчет мощности эродированных толщ Гулинской интрузии

Таблица 1

Мощность денудированной толщи пород (м) над наиболее крупными массивами по данным палеогеографической реконструкции чехла Сибирской платформы*

п/п	Массив	Возраст вмещающих пород	R ₁	R ₂	ε ₁	ε ₂	ε ₃	O	S	D	C	P	T ₁	Общая мощность, км
1	Браас	R ₁	540—600	660—740	300—350	640—750	380—410	100—150	—	—	—	50—100	0	2,9±0,2
2	Маган	Верхн. R ₁	150—200	660—740	300—350	640—750	380—410	100—150	0	0	0	50—100	0	2,5±0,2
3	Немакит	Низн. ε ₁	—	—	250—300	640—750	380—410	100—150	0	0	30—50	50—100	50—100	1,7±0,2
4	Бор-Юрх	ε ₁	—	—	100—150	640—750	380—410	150—200	0	0	30—50	50—100	0	1,6±0,2
5	Кугда	Низн. ε ₂	—	—	—	600—700	380—410	150—200	0	0	20—50	50—100	0	1,3±0,1
6	Одихинча	Верхн. ε ₂	—	—	—	50—100	380—410	150—200	0	0	50—100	150—200	100—150	1,0±0,1
7	Ессей	Низн. 0	—	—	—	—	—	150—200	250—300	0—50	50—100	150—200	50—100	0,8±0,2
8	Гулинский	Низн. T ₁	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2040—3300**	2,7±0,6
													1590—2650	2,1±0,5

* Мощность денудированной толщи пород над малыми интрузиями, км: Романиха 0,8, Чангит 0,9, Долбыха 1,3.

** Числитель — суммарная мощность осадочно-вулканогенных пород с учетом меймечитов, знаменатель — без учета меймечитов.

зии сделан в двух вариантах (см. табл. 1). Поскольку первую гипотезу авторы считают более достоверной, ниже приводятся соответствующие ей данные ($2,1 \pm 0,5$ км), хотя иной расчет ($2,7 \pm 0,6$ км) не меняет полученных выводов. Точность определения мощности эродированных толщ варьирует в пределах 8—12 % для всех массивов, кроме Гулинского и Ессейского, для которых она составляет 25 %.

Проведенные расчеты показали, что массивы УИК Западно-Прианбарской провинции формировались в интервале глубин (H) 0,8—2,9 км, т. е. разница составляет всего около 2 км. При сопоставлении значений $H_{\text{км}}$ для отдельных массивов с их геологическим строением в современном срезе, количественным соотношением в них докарбонатитовых пород, карбонатитов и карбонатитоидов [15] и рудоносностью выяснено, что вертикальная зональность в зафиксированном интервале глубин не выражена. Не наблюдается какой-либо зависимости строения и состава массивов и от мощности прорванной толщи осадочного чехла платформы (0,5—4,6 км), а также от тектонической структуры пород, вмещающих массивы (табл. 2) — пологопадающей, куполовидной, блоковой.

Отсутствие закономерных изменений вещественного состава и структуры пород массивов подтверждается следующими данными. Массивы Кугда и Одихинча, отстоящие друг от друга на расстоянии 20 км, но залегающие в одних и тех же толщах осадочного чехла платформы, хотя и сформировались на близких глубинах (соответственно $1,3 \pm 0,1$ и $1,0 \pm 0,1$ км), значительно различаются по составу: первый существенно оливинитовый, второй — ийолитовый. Массивы Ессей и Браас, расположенные в различных толщах на наибольшем для этой провинции удалении (200 км), образованы на максимально разных глубинах ($0,8 \pm 0,2$ и $2,9 \pm 0,2$ км), но сходны по составу — оба они сложены преимущественно ийолитами, в которых широко развиты апатит-магнетитовые руды.

Еще одним фактором, влияющим на геологическое строение и рудоносность массивов УИК, может являться различная удаленность их современного

среза от апикальной поверхности. Признаки близости апикальной части установлены лишь в эндоконтактах дунитов огромного Гулинского массива. По данным Ю. Р. Васильева и В. В. Золотухина [2], дуниты, полого погружаясь под эффузивы, приобретают порфировидную структуру, а в прикромельной зоне сменяются меймечитами — порфировой фацией дунитовой интрузии. В центральной части массива отмечаются кольцевые структуры, сложенные порфировидными меланефелинитами с остатками жерловой фации в карбонатитах — каналы, по которым ранее поднимались щелочно-ультрамафитовые расплавы, сформировавшие поля эффузивов, широко распространенные в районе. Таким образом, этот массив является вулканоплутоном или корневой частью палеовулкана. Другие, хотя и крупные, но на два порядка уступающие по размерам Гулинскому, массивы провинции, такие, как Одихинча, Кугда и Бор-Юрх, при незначительных глубинах формирования (1,0—1,6 км) не имеют явно выраженных признаков близости апикальных частей, что позволяет относить их также к массивам, сообщавшимся с поверхностью. Исключение представляет Каменская структура, где, по данным Ю. С. Бушканец и Г. Н. Старицына, предполагается существование огромного (до 1,5 тыс. км²) не вскрытого эрозией плутона ультрамафитов и щелочных пород, а также малых интрузий, широко распространенных в провинции.

Приведенные данные подтверждают мнение о том, что различия геологического строения и рудоносности крупных массивов УИК Западного Прианбарья не определялись глубиной их среза от апикальных частей.

Другая провинция, на примере которой при палеогеографических реконструкциях возможен расчет глубин формирования массивов УИК, — Сетте-Дабанская [8]. В ее пределах выявлено четыре массива, располагающихся в виде цепочки на расстоянии 90 км в зоне субмеридионального глубинного разлома, которым ограничивается с запада крупный Улахан-Бамский палеозойский эпикратонный прогиб. С юга на север массивы залегают в толщах все более молодого возраста —

рифейских (Озерный), нижнекембрийских (Поворотный), среднекембрийских (Гек), ордовикских (Воин). Время формирования этих массивов совпало с предкаменноугольной эпохой заложения позднепалеозойского Верхоянского рифтогенного прогиба и с активизацией движений по глубинным разломам в пограничной зоне платформы, что подтверждается как геологическими данными, так и определениями абсолютного возраста пород массивов, оцениваемого в 335 ± 35 млн. лет [5].

В предкаменноугольный период восточный краевой участок Сибирской платформы характеризовался типично платформенным режимом развития. Об этом свидетельствуют: выдержанность фациального состава и мощностей осадочных пород; отсутствие значительных несогласий; наличие связи с аналогичными отложениями Сибирской платформы, не подвергавшимися последующей мезозойской складчатости. Изменение мощности осадочных толщ по простиранию Улахан-Бамского прогиба (с юга на север) от рифея до девона происходило постепенно, без резких скачков, что обусловлено отсутствием поперечных структур, активно развивавшихся во время осадконакопления. Иначе говоря, массивы внедрялись в относительно слабо деформированную толщу осадочных пород, где вертикальная мощность стратиграфических подразделений достаточно близко соответствовала истинной, что и положено в основу палеогеографических реконструкций.

Расчет мощности эродированных пород для массивов УИК Сетте-Дабана производился В. М. Моралевым от подошвы осадочной толщи карбона по стратиграфическим колонкам, несколько отличающимся друг от друга, но четко сопоставимым для севера и юга района [8]. Конкретные расчетные значения мощности для каждого массива приняты с учетом минимально и максимально возможной мощности эродированной толщи, т. е. с определенным доверительным интервалом в пределах 1,1—1,3 км или 15—25 % от $H_{\text{км}}$, а для массива Воин — 40 %. Несмотря на сравнительную сложность геологического строения региона, полученную последовательность значений глубины формирования массивов мож-

Глубина формирования, петрографический состав и рудоносность массивов Западного

Массив	Вмещающие породы		Характеристика массива
	Состав, приконтак- товые изменения	Структура	Преобладающие породы
Ыраас	Песчаники, фе- нитизация	Блоковая	Ийолиты, карбонатитоиды: Не—Пи, Амф—Ап—Мт; карбонатиты: Амф— Ка
Маган	То же	Куполовидная	Ийолиты, карбонатитоиды: Не—Пи, Фл—Не—Пи, Ап—Эг; карбонатиты: Амф—Ка, Амф—Дол, Дол
Немакит	Известняки, мраморизация	Пологопадающая	Ийолиты мелилитовые
Бор-Юрях	Доломиты, скарнирование	Куполовидная	Оливиниты
Кугда	То же	Пологопадающая	Оливиниты мелилитовые, мельтейги- ты
Одихинча	„	Куполовидная	Ийолиты мелилитовые
Ессей	Известняки, мраморизация	„	Ийолиты, карбонатитоиды: Ап—Фо— Мт, Ка—Фо—Мт, Ап—Мт; карбона- титы: Фо—Ка
Гулинский	Нефелиновые базальты, авги- титы, базальты, ороговикование	Пологопадающая	Меймечиты, дуниты, перидотиты, пи- роксениты, магнетитовые ультрамафи- ты, меленефелиниты; карбонатито- иды: Ка—Ди; гидромелилитовые: Гр— Пи; карбонатиты: Фо—Ка, Би—Ка, Фл—Ка, Сп—Ка, Ка—Дол, Ка, Дол

Амф — амфибол, Ап — апатит, Би — биотит, Гр — гранат, Дол — доломит, Ди — диопсид, Ка — кальцит, тин, Фл — флогопит, Фо — форстерит, Эг — эгирин.

Прианабарья

Таблица 2

в современном срезе			
Второстепенные породы	Рудный минерал	Глубина формирования от палеопо- верхности, км	Мощность прорванной толщи чехла платформы, км
Карбонатитоиды: слюдиты, АП— Фо—Мт; карбонатиты: Фо—Ка	Апатит, магнетит	$2,9 \pm 0,2$	0,5
Эгириниты, нефелиновые сиениты; карбонатитоиды: Фл—Фо, Дол—Фо— Мт; карбонатиты: Эг—Ка, Фл—Ка	Апатит, флогопит, магнетит	$2,5 \pm 0,2$	0,9
Оливиниты	Не установлен	$1,7 \pm 0,2$	1,7
Мельтейгиты: Фл—Ол; карбонатиты	Хризолит, перовскит, магне- тит	$1,6 \pm 0,2$	1,9
Щелочные сиениты: Фл—Ол, Мн	Хризолит	$1,3 \pm 0,1$	2,3
Оливиниты, карбонатитоиды: Фл— Ди, Фл—Гр—Не, Пи—Мел; карбона- титы: Пи—Ка	Флогопит	$1,0 \pm 0,1$	2,8
Оливиниты	Апатит, магнетит	$0,8 \pm 0,2$	3,3
Мельтейгиты, нефелиновые сиениты; карбонатитоиды: Не—Пи, Фл—Пи; карбонатиты: Пи—Ка	Флогопит, магнетит, апатит и др.	$2,1 \pm 0,5$	4,6

Мел — мелилит, Мн — монтчеллит, Мт — магнетит, Не — нефелин, Ол — оливин, Пи — пироксен, Сп — серпен-

но расценивать как достаточно надежную. Диапазон глубин формирования достигает 5—6 км, а их абсолютные значения колеблются от $2,6 \pm 1,1$ до $8,2 \pm 1,3$ км. Следует подчеркнуть отсутствие связи между разницей в значениях $H_{\text{км}}$ и расстоянием между массивами на поверхности.

В отличие от массивов Западного Прианабарья, в Сетте-Дабане выявлена отчетливая вертикальная зональность тел УИК, выраженная в закономерном изменении количественных соотношений главных типов слагающих их пород. По мере уменьшения значений $H_{\text{км}}$ в массивах сокращается доля ультрамафитов, главным образом за счет щелочных и нефелиновых сиенитов, карбонатитов за счет силикатных пород и высокотемпературных карбонатитов за счет низкотемпературных. Максимальное развитие карбонатитов (около 90 % объема пород) устанавливается в самом глубинном не только для данной провинции, но и для всех известных массивов УИК — Озерном массиве ($8,2 \pm 1,3$ км).

Форма и внутренняя структура массивов также изменяются в зависимости от глубины их формирования. Наиболее глубинный Озерный массив имеет эллипсоидную в плане и трубообразную на глубине форму, отчетливо выраженное концентрическое строение. Следующие два массива (Поворотный и Гек) приближаются по форме к трещинным телам. Причем если Поворотный ($H = 6,8 \pm 1,3$ км) еще обладает элементами кольцевой структуры, то Гек ($H = 5,1 \pm 1,2$ км) имеет типичную плитообразную форму. К самому верхнему структурному ярусу приурочена серия даек и малых штокообразных тел, в частности, массив Воин ($H = 2,6 \pm 1,1$ км). Тенденцию перехода от кольцевых тел к трещинным по мере уменьшения их глубины становления можно объяснить возрастанием роли сингенетических тангенциальных нагрузок в зоне глубинного разлома при уменьшении литостатического давления.

Для массивов Сетте-Дабана характерно, что каналы, по которым внедрялись интрузии, не сообщались с поверхностью, т. е. такие массивы относятся к типу «закрытых». Об этом свидетельствуют отсутствие жерловых

и порфировых фаций, взрывов, весьма незначительная распространенность порфировидных магматических пород, встречающихся лишь в маломощных сиенитовых дайках. В Сетте-Дабане и на окружающих его территориях не установлены щелочно-ультрамафитовые эффузивы. Вместе с тем имеются данные о наличии не вскрытого эрозией крупного Хамнинского массива, в кровле которого обнаружены многочисленные дайки сиенитов и карбонатитовые жилы.

Факты наличия «закрытого» типа массивов в Сетте-Дабане вызывают необходимость обсуждения вопроса о влиянии на их геологическое строение глубины эрозионного среза от апикальной части. Для достаточно глубоко эродированных тел указанная величина, за редким исключением, однозначно не определяется ни одним из известных методов. Однако можно предполагать, что различия в глубинах залегания апикальных частей массивов незначительны. Эта гипотеза основывается на данных о близости геолого-структурных условий формирования массивов УИК, так как они приурочены к единой зоне глубинного разлома. Она подтверждается выявленной последовательностью изменения количественного соотношения пород при переходе от Озерного массива, формировавшегося на максимальной глубине, к массивам Поворотному, Геку и Воину, что и послужило основанием для реконструкции строения массивов «закрытого» типа [8].

Для оценки глубины формирования массивов УИК таких провинций, как Кольская, где вмещающие породы представлены метаморфитами, или Восточно-Саянская, в пределах которой они залегают в сложнодислоцированных складчатых толщах, использование метода палеогеографических реконструкций, естественно, не представляется возможным. К решению этого вопроса удалось подойти благодаря исследованиям В. С. Самойлова [11]. Им установлено, что в малоглубинных комплексах различных провинций (Гули, Турий и других массивах) температура гомогенизации T_g включений минералообразующих сред (ВМС) в кварце, апатите и карбонате из анкеритовых и доломитовых кварцсодержа-

щих пород, относящихся, по нашей классификации, к доломит-анкеритовой (IV) стадии карбонатитового процесса, максимальная ($275-385^\circ\text{C}$). В наиболее глубинных комплексах (Озерном и Нижнесаянском массивах) T_g ВМС минимальная ($220-250^\circ\text{C}$).

Из девяти массивов различных провинций, по которым В. С. Самойловым получен достаточно надежный статистический материал о температуре гомогенизации включений, для двух — Гулинского и Озерного («эталонные» массивы) — нами рассчитаны глубины формирования. Однако этого недостаточно для построения надежного графика. Чтобы восполнить пробел, сделана попытка использовать в качестве «контрольных» данные А. А. Кухаренко [7], показавшего, что массивы УИК Кольской провинции залегают в разных структурных ярусах — от архейского до верхнепротерозойского — и денудированы в различной степени. К наименее глубинным он отнес массив Турий ($H = 1,5 \pm 2$ км), а к наиболее глубоко эродированным — массив Африканда ($H = 4 \div 5$ км).

По «эталонным» и «контрольным» массивам построен график, на котором входящие в него величины связаны прямой обратной зависимостью $H_{\text{км}} = \frac{(350 - T_g)^\circ\text{C}}{15}$. При нанесении на этот график данных В. С. Самойлова (рис. 3) глубины формирования массивов оказались следующими (км): Турий $1,5 \pm 0,5$ и Африканда $5,4 \pm 0,8$, т. е. полученные значения очень близки к оценке, сделанной А. А. Кухаренко. Характерно, что тела Кольской провинции, включая и массивы «экзамена» (Озерная Варака, Ковдор, Вуориярви), для которых построен график, расположились по глубинам формирования именно в последовательности, намеченной А. А. Кухаренко [7]. По Верхнесаянскому и Нижнесаянскому массивам «экзамена» последовательность совпала с установленной А. А. Фроловым [12] по геологическим признакам. Все это подтверждает достоверность геологических построений и позволяет убедиться в надежности графика, а следовательно, и оценить глубину формирования других массивов Кольской и Восточно-Саянской провинций.

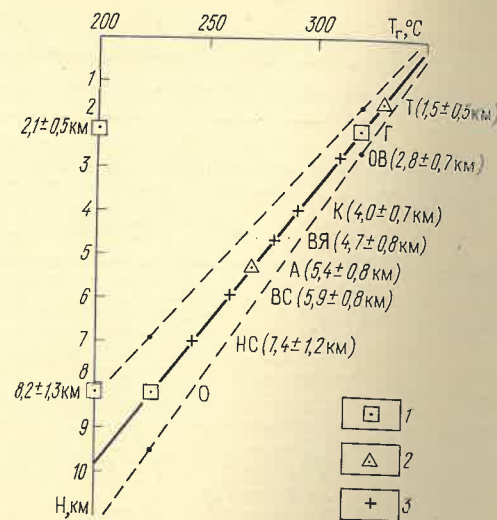


Рис. 3. График зависимости средней температуры гомогенизации ВМС в минералах кварцсодержащих пород доломит-анкеритовой стадии от глубины формирования массивов

Массивы УИК: 1 — эталонные, 2 — контрольные, 3 — экзамена; О — Озерный, НС — Нижнесаянский, ВС — Верхнесаянский, А — Африканда, ВЯ — Вуориярви, К — Ковдор, ОВ — Озерная Варака, Г — Гулинский, Т — Турий

В результате удалось получить численные значения глубин формирования 24 массивов УИК из пяти провинций нашей страны (табл. 3), которые для 17 массивов отнесены к разряду количественных (по палеогеографическим реконструкциям), а для 7 — к полуквантитативным. По Алданской провинции (массивы Арбарастах, Инагли) учтены палеогеографические расчеты $H_{\text{км}}$ А. А. Ельянова и В. М. Моралева [3].

Таким образом, показана возможность нового подхода к выделению фаций глубинности для различно эродированных массивов УИК, основанного на расчете единственного объективного параметра — цифрового значения глубины формирования каждого из массивов от палеоповерхности ($H_{\text{км}}$) с оценкой вероятной ошибки определения. Анализ полученных данных позволяет выделить три фации глубинности массивов УИК (табл. 4).

Наименее глубинная приповерхностная, или вулканическая (0—0,5 км) фация практически безрудная, характеризуется наличием вулканических конусов или их остатков, т. е. обладает прямым геологическим при-

Таблица 3

Глубина формирования от палеоповерхности современных срезов массивов разных провинций, км

Фация глубинности	Массив	По количественным данным (палеогеографическим реконструкциям)			По полуколичественным данным*	
		Западное Прианбарье	Сетте-Дабан	Алдан	Кольский п-ов	Восточный Саян
Малоглубинная	Ессей	0,8±0,2				
	Романиха	0,8±0,2				
	Чангит	0,9±0,1				
	Одихинча	1,0±0,1				
	Кугда	1,3±0,2				
	Долбыха	1,3±0,2				
	Турий				1,5±0,5	
	Бор-Юрях	1,6±0,2				
	Арбастах			1,6±0,4		
	Немакит	1,7±0,2				
	Гулинский	2,1±0,5				
	Маган	2,5±0,2				
Глубинная	Воин		2,6±1,1		2,8±0,7	
	Озерная Варака					
	Браас	2,3±0,2				
	Инагли			3,5±0,5	4,0±0,7	
	Ковдор				4,7±0,8	
	Вуориярви					
	Гек		5,1±1,2		5,4±0,8	5,9±0,8
	Африканда					
	Верхнесаянский		6,8±1,3			
	Поворотный					
	Нижнесаянский					
	Озерный		8,2±1,3			7,4±1,2

* По зависимости T_f минералов от глубины формирования кварцсодержащих пород.

знаком, не требующим каких-либо расчетов. Фация выделяется Е. В. Хейнрихом [17], А. А. Фроловым [12], В. С. Самойловым [11], которые дали ей достаточно полную характеристику.

Иначе дело обстоит с глубинными рудоносными фациями. Е. В. Хейнрих выделяет в них четыре зоны, а А. А. Фролов и В. С. Самойлов — по три, но в их пределах массивы располагаются совершенно по-разному. Не вдаваясь в подробности дискуссии по этому вопросу [10, 11, 12], отметим, что по полученным цифровым значениям в настоящее время представляется возможным выделить лишь две фации — малоглубинную и глубинную.

Малоглубинная фация (0,5—6 км) включает массивы Западно-Прианбарской, Кольской и Алданской провинций. По абсолютным глу-

бинам она относится, согласно принятой номенклатуры, к гипо- и мезоабиссальным образованиям. Среди пород массивов широко развиты оливиниты, мелилитовые, монтичеллитовые породы и карбонатитоиды при подчиненной роли карбонатов, площади которых редко составляют до 10% от общей площади пород. Наиболее крупные тела карбонатов (3 и 4 км²) Гулинского массива приурочены к легкопроницаемым структурам — вулканическим каналам, ранее заполненным образованиями жерловой фации.

Для массивов малоглубинной фации типична значительная роль пород, содержащих абиссофобные минералы, в первую очередь мелилит и монтичеллит. По указанному признаку флогопитоносные автореакционные скарны (карбонатитоиды) Гулинского плутона

Таблица 4

Распределение карбонатитовых комплексов массивов по фациям глубинности

Фация глубинности	Массивы (глубина формирования от палеоповерхности, км)		Важнейшие информативные геолого-петрологические признаки	Типичное эндогенное оруденение
	по прямым геологическим или количественным данным	по полуколичественным данным		
Поверхностная (0—0,5 км)	Олдоиньо-Ленган, Керимази, Форт Портал, Гудини, Крюдфонтейн (Африка), Контозеро (Кольский п-ов)	—	Вулканические аппараты — пеплы, агломераты, туфы, лавы нефелинитов, фонолитов, реже содовые и кальцитовые; абиссофобные минералы — параволластонит, мелилит; отсутствуют ультрамафиты и карбонатитоиды	Сода, известковое сырье
Малоглубинная (0,5—6 км)	Ессей и Романиха (0,8), Чангит (0,9), Одихинча (1,0), Долбыха и Кугда (1,3), Арбастах (1,3), Бор-Юрях (1,6), Немакит (1,7), Гули (2,1), Маган (2,5), Воин (2,6), Браас (2,9), Инагли (3,5)	Турий (1,5), Озерная Варака (2,8), Ковдор (4,0), Вуориярви (4,7), Африканда (5,4)	Преобладают массивы «открытого» типа; широко развиты оливиниты, мелилитовые, монтичеллитовые породы и карбонатитоиды; карбонаты составляют менее 10 % площади массивов; отсутствуют крупные тела анкеритовых карбонатов, слабо выражена вертикальная зональность	Апатит-магнетитовое, апатитовое, магнетит-перовскитовое, халькопиритовое, пирротин-пиритовое, редкометальное, флогопитовое, хризолитовое, известковое сырье
Глубинная (6—12 км и более)	Гек (5,1), Поворотный (6,8), Озерный (8,2)	Верхнесаянский (5,9), Нижнесаянский (7,4)	Преобладают массивы «закрытого» типа; широко развиты карбонаты (40—90 %), слабо — карбонатитоиды; с глубиной роль карбонатов возрастает за счет силикатных пород, пироксеновых — за счет щелочных; отсутствуют оливиниты, монтичеллит, крайне редок мелилит	Редкометальное, апатитовое, галенит-сфалеритовое, известковое сырье и др.

были отнесены [13] к геленит-монтичеллитовой фации глубинности (фации высоких температур и низких давлений CO₂, по Д. С. Коржинскому). Вероятно, большинство массивов сообщалось с поверхностью, т. е. относится к типу «открытых» или вулкано-плутонов, хотя наблюдаются и «закрытые» массивы с признаками близости апикальных срезов к современным. Следует подчеркнуть некоторую относительность понятия «открытый» массив. Например, с Гулинским вулкано-плутоном в докарбонатитовый период, несомненно, связано излияние щелочно-ультрамафитовых лав. Однако слагающие его флогопитоносные карбонатитоиды и апатитоносные карбонаты,

судя по ряду геологических и минералого-геохимических признаков, формировались в условиях «закупорки» подводящих каналов.

Массивы малоглубинной фации обладают ярко выраженной рудной специализацией. Флогопитовые месторождения наблюдаются как в верхних частях фации (Одихинча 1,0±0,1 км), так и в нижних (Вуориярви 4,7±0,8 км). То же относится к перовскит-магнетитовому оруденению (Кугда 1,3±0,2 и Африканда 5,4±0,8 км). Огромный диапазон глубин формирования апатит-магнетитовых месторождений. Они локализуются в наименее эродированном массиве Ессей (0,8±0,2 км). В массиве Ковдор, глубина формиро-

ния которого оценивается в $4,0 \pm 0,7$ км, руды прослежены скважинами еще на 2 км, т. е. общая вертикальная протяженность апатит-магнетитового оруденения достигает 5—6 км. Редкометалльная минерализация фиксируется начиная с глубины 1—2 км вплоть до наиболее глубоко вскрытых массивов.

По геолого-минералогическим признакам к малоглубинной фации следует относить руды таких крупных зарубежных месторождений, как пироксеновое во флогопит-apatит-магнетитовых карбонатитоидах Араша (Бразилия) и борнит-халькопиритовое в кальцитовых и доломитовых карбонатах Полабора (ЮАР).

В массивах Западно-Прианбарской провинции при разнице значений H в 2 км признаки вертикальной зональности отсутствуют. В массивах же Кольской провинции, где различие в глубине формирования возрастает до 4 км, снизу вверх наблюдается увеличение роли оливинитов за счет пироксеновых пород и карбонатитоидов за счет карбонатитов. Верхняя граница фации устанавливается достаточно надежно, так как наименее эродированные массивы формировались на глубинах порядка $0,8 \pm 0,2$ км (Ессей, Романиха).

По последовательности в расположении массивов (см. табл. 3) наши данные ближе всего к предложенным В. С. Самойловым и Ю. А. Багдасаровым [10, 11], которые установили, хотя и по косвенным признакам (геологическим, петрологическим, минералогическим), критерии отличия рудоносных массивов, формировавшихся на разных глубинах. Однако выделение этими авторами самостоятельной «приповерхностной» фации глубинности (0,5—1,5 км) не подтвердилось. В. С. Самойлов и Ю. А. Багдасаров вполне обоснованно отнесли массивы Западного Прианбарья к единой фации. Но половина из них (Ессей, Романиха, Чангит, Одихинча, Кугда), по нашим расчетам, формировалась в интервале глубин 0,8—1,3 км, соответствующем «приповерхностной» фации, а остальные (Бор-Юрях, Немакит, Гулинский, Маган, Ыраас) — в пределах «гипабиссальной» фации, по этим авторам. В то же время каких-либо геологических, петрологиче-

ских, минералого-геохимических и рудоносных признаков разделения массивов Западного Прианбарья на две фации глубинности не выявлено (см. табл. 2).

Глубинная (или абиссальная) фация (6—12 км, возможно, более) включает массивы Сетте-Дабанской и Восточно-Саянской провинций, различающихся прежде всего по преобладанию карбонатитов (от 40 до 90 % их выходов). Карбонатитоиды в них либо практически отсутствуют (массивы Озерный, Нижнесаянский, Поворотный, Гек), либо играют подчиненную роль, локализуясь в прикровельной части массива (Верхнесаянский). Характерны полная смена оливинитов пироксеновыми породами, отсутствие монтичеллитовых пород и крайне незначительное развитие мелилитовых (Нижнесаянский массив). Карбонатиты здесь обычно четко зональны и дифференцированы. Представлены они чаще разновидностями всех четырех стадий (по классификации Л. К. Пожарицкой, В. С. Самойлова и Е. М. Эпштейна), в том числе и крупными телами анкеритового состава (Озерный и Нижнесаянский массивы).

Массивы глубинной фации относятся к «закрытому» или плутоногенному типу, хотя нельзя исключить, что какие-то из них являются вулканоплутонами, глубоко срезанными эрозией. Эндогенная рудная специализация массивов глубинной фации значительно отличается от специализации малоглубинных массивов. Широко представлены редкометалльные карбонатиты с попутным апатитовым оруденением и галенит-сфалеритовыми рудопроявлениями. Значительные скопления апатита приурочены лишь к корам выветривания или делювиально-элювиальным россыпям. Флогопитовых месторождений не установлено. Апатит-магнетитовые рудопроявления встречаются только в виде небольших обособлений в форстерит-кальцитовых карбонатитах. Рассчитывать на присутствие больших скоплений апатит-магнетитовых руд на глубине, по имеющимся геологическим данным, не представляется возможным.

Вертикальная зональность глубинных массивов выражена в нарастающем относительного количества карбонати-

тов с глубиной, но при высоких (1,5—3 км) амплитудах глубины формирования. Максимального развития карбонатиты (около 90 %) достигают в наиболее глубоко эродированном массиве — Озерном ($8,2 \pm 1,2$ км). Как показал структурный анализ полосчатости и линейности пород этого массива, выклинивание карбонатитового столбообразного тела можно ожидать на глубинах около 12 км от палеоповерхности. Ниже сплошное тело, вероятно, сменится штокверком карбонатитовых жил.

Граница между малоглубинной и глубинной фациями проводится неоднозначно. Вернее, в разных провинциях ее положение неодинаково. Для массивов Западно-Прианбарской, Сетте-Дабанской, Кольской и Восточно-Саянской провинций эта граница может определяться глубиной от палеоповерхности 5 км. По массивам Кольской провинции, учитывая данные бурения, ее следует проводить на глубине около 6 км. По-видимому, целесообразнее выделять переходные зоны между фациями [12]. Но для этого необходимо установить глубину формирования большего числа массивов.

По значению глубины формирования рудоносных массивов достаточно хорошо изученные карбонатитовые провинции нашей страны можно расположить в следующий ряд.

1. Западно-Прианбарская, Кольская и Алданская провинции, массивы которых обладают признаками малых глубин формирования. Их можно трактовать в основном как корневые части вулканоплутонов, в различной степени срезанных (на 1—5 км) последующей эрозией. В Западно-Прианбарской и Кольской провинциях распространены щелочно-ультрамафитовые эффузивы. Для пород массивов характерно присутствие абиссофобных минералов (мелилита, монтичеллита, волластонита). Широко развиты карбонатитоиды, с которыми связано чаще комплексное апатитовое, магнетитовое, флогопитовое и редкометалльное оруденение. Глубина формирования массивов не является поисково-оценочным критерием. Большое значение в этом отношении приобретают геолого-структурные признаки, в частности относи-

тельная величина сингенетических тангенциальных нагрузок [14, 15].

2. Восточно-Саянская провинция, включающая массивы с показателями увеличенной глубины формирования по сравнению с массивами предыдущих провинций. Но в некоторых из них еще сохраняются взрывные образования, присутствуют абиссофобные минералы (мелилит, волластонит) и порфириновые фации магматических пород. Вместе с тем в данной провинции не встречаются щелочно-ультрамафитовые эффузивы, резко сокращаются масштабы развития карбонатитоидов по сравнению с карбонатитами, отсутствуют флогопитовые месторождения, а апатит-магнетитовые представлены небольшими рудопроявлениями. Фосфорно-редкометалльная минерализация приурочена в основном к карбонатитам.

3. Сетте-Дабанская провинция, в массивах которой не установлены признаки малых глубин формирования. Карбонатитоиды здесь крайне редки, а связанные с ними месторождения не проявлены. Эндогенная минерализация представлена только фосфорно-редкометалльными карбонатитами. Глубина формирования массивов при достаточно большом ее диапазоне (не менее 1,5 км) приобретает значение поискового критерия.

Изложенный материал подтверждает вывод о том, что распространенная точка зрения о преобладающей роли вертикальной зональности в формировании широкого разнообразия пород и руд в массивах УИК каждой данной провинции неправомерна [6, 12, 14, 16]. Главными факторами такого разнообразия следует считать не вертикальную зональность, а геолого-структурные условия становления массивов, такие, как подготовленность канала перед внедрением интрузий или поступлением флюидов (взрыв, обрушение, трещиноватость, пористость), т. е. степень его «открытости», предопределяющая скорость подъема минералообразующих сред; наличие или отсутствие промежуточных камер; соотношение литостатического давления, тангенциальных нагрузок и флюидного давления; возможность ухода флюидов из поднимающегося силикатного расплава; зависимость скорости остывания

массива от теплопроводности вмещающих пород. Указанные факторы пока только лишь обозначены, они требуют тщательного изучения и количественной оценки.

Из сопоставления рассмотренных провинций, в которых развиты массивы «закрытого» и «открытого» типов, следует, что роль вертикальной зональности для оценки их перспектив весьма различна. Для массивов «закрытого» типа наряду с историей геологического развития существенное значение имеет глубина их формирования при диапазоне не менее 1,5 км. Для массивов «открытого» типа решающую роль играют геолого-структурные условия [16].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородин Л. С. Парагенезисы минералов Nb, Zr, Ti и фации глубинности карбонатитов. — В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., Наука, 1965, с. 221—245.
2. Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск, Наука, 1975.
3. Ельянов А. А., Моралев В. М. Глубины формирования и эрозонного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. — Геология рудных месторождений, 1972, № 5, с. 32—40.
4. Жирова Л. Г., Вировлянский Г. М. Глубина формирования и эрозонного среза массивов ультраосновных — щелочных пород

- Маймеча-Котуйской провинции. — Геология и геофизика, 1983, № 8, с. 145—150.
5. Кононова В. А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М., Недра, 1976.
6. Ланда Э. А. Петрографические типы и вертикальная зональность массивов ультраосновных — щелочных пород. — Геология и геофизика, 1975, № 10, с. 65—72.
7. Металлогенетические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Под ред. А. А. Кухаренко. Л., Недра, 1971. (Тр. Ленинград. общ-ва естествоиспытателей, т. 22, вып. 2).
8. О вертикальной зональности массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов/Е. М. Эпштейн, И. П. Пайншин, В. М. Моралев, И. Г. Волкодав. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 35. М., 1972, с. 49—68.
9. Палеогеография центральной части Советской Арктики. Л., Недра, 1967.
10. Самойлов В. С., Багдасаров Ю. А. Фации глубинности карбонатитов и генетически связанных с ними пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10, с. 27—35.
11. Самойлов В. С. Карбонатиты. М., Наука, 1977.
12. Фролов А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., Недра, 1975.
13. Эпштейн Е. М., Аникеева Л. И., Михайлова А. Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии. — Тр. НИИГА, 1961, вып. 122, с. 116—272.
14. Эпштейн Е. М. О генезисе ковдорских апатит-магнетитовых руд. — В кн.: Сборник кратких сообщений по минералогии и геохимии. М., 1970, с. 218—224.
15. Эпштейн Е. М., Фейгин Я. М. Расчленение пород карбонатитовых комплексов. — Разведка и охрана недр, 1979, № 7, с. 13—18.
16. Эпштейн Е. М. Тангенциальные нагрузки и рудоносность карбонатитовых комплексов. — В кн.: Генезис рудных месторождений. Тбилиси, 1982, с. 110—111.
17. Heinrich E. W. The Geology of carbonatites. Chicago, 1966.

УДК 551.263.22 : 551.734.3(574.2)

В. А. ТИХОНОВ (ВСЕГЕИ)

Формирование красноцветных моласс в девонских наложенных впадинах (Северный Казахстан)

К настоящему времени исследованы условия образования и выполнено литолого-стратиграфическое расчленение девонских красноцветных моласс Северного Казахстана до уровня ярусов, в отдельных случаях до уровня свит [4, 8, 12]. Однако изученность этих отложений остается недостаточной. Для решения ряда вопросов геологии девонских наложенных впадин необходимо расчленение мощных однообраз-

ных толщ красноцветных моласс на литологические пачки, составление сводных литолого-стратиграфических колонок для отдельных впадин и их сопоставление.

Изученные девонские молассы полностью закрыты чехлом рыхлых кайнозойских отложений мощностью 10—70 м. Их расчленение выполнено по геологической документации большого количества (около 50) глубоких

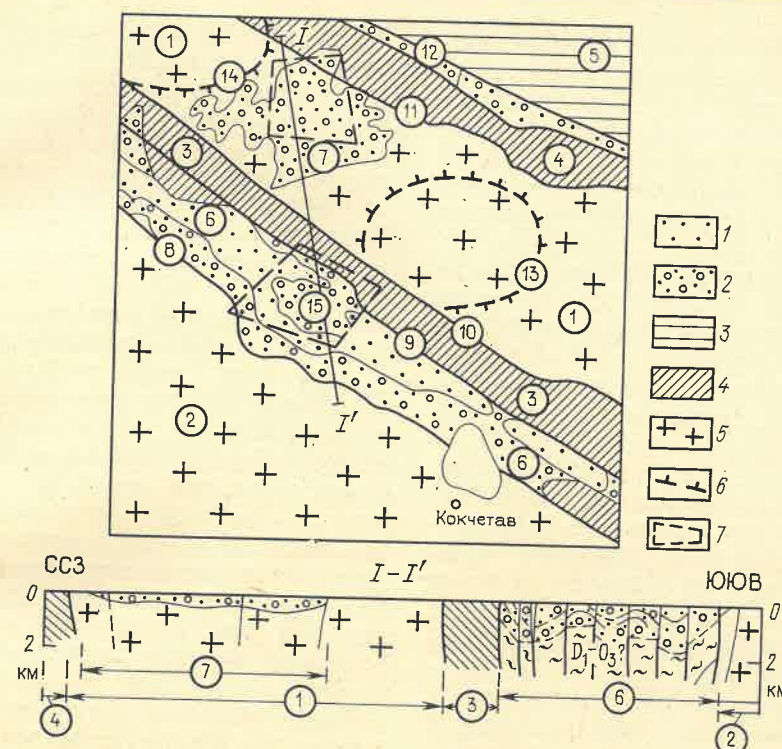


Рис. 1. Схема расположения основных структурных элементов Алтыбайского района

1—5 — отложения: 1 — нижнекаменноугольные, 2 — средне-верхнедевонские, 3 — ордовикские и вендские, 4 — нижнепалеозойские и рифейские, 5 — нижнепротерозойские гранитизированные; 6 — контур гранито-гнейсового купола; 7 — контуры изученных площадей; основные структуры: 1 — Алтыбайский вал, 2 —

скважин. При расчленении красноцветных моласс использована ритмостратиграфическая методика, разработанная В. И. Поповым [10].

Геолого-структурная позиция впадин и особенности их строения. Рассматриваемые впадины расположены в пределах северо-восточного обрамления крупного Зерендинского сводового поднятия, входящего в состав Кокчетавского срединного массива (рис. 1).

В районе выделяются три типа структур первого порядка: 1) консолидированные блоки — Алтыбайский вал и Жолдыбайский свод; 2) Кокчетавская межблоковая мобильная зона и 3) Абайская и Березовская переходные зоны, расположенные по обе стороны от Алтыбайского вала.

Алтыбайский вал представляет собой тектонический блок шириной 10—15 км, сложенный в основном амфиболитами, гнейсами и сланцами зерендинской серии нижнего протерозоя и

Жолдыбайский свод, 3 — Абайская переходная зона, 4 — Березовская переходная зона, 5 — Азатский прогиб, 6 — Кокчетавская межблоковая мобильная зона (Кокчетавская впадина), 7 — Ельтайская впадина; зоны разломов: 8 — Симферопольская, 9 — Контактная, 10 — Донгульгагашская, 11 — Славянская, 12 — Пограничная; гранито-гнейсовые купола: 13 — Васильковский, 14 — Ельтайский, 15 — Абайское брахиантиклинальное поднятие

продуктами их неоднократной гранитизации, которая наиболее интенсивно проявлена в пределах Ельтайского и Васильковского гранито-гнейсовых куполов. Для Алтыбайского вала характерен режим периодически возобновлявшегося унаследованного поднятия. В результате это не только консолидированный, но и сильно эродированный блок. Жолдыбайский вал сложен теми же древними породами, что и Алтыбайский, и также является поднятым и сильно эродированным блоком.

Абайская переходная зона, ограниченная Донгульгагашской и Контактной зонами разломов, представлена осадочно-вулканогенными образованиями рифея и ордовика, прорванными небольшими штокообразными интрузиями зерендинского (нижний силур) и боровского (верхний силур — нижний девон) комплексов, а также многочисленными субвулканическими телами и дайками пород, относящихся предположительно к дальненскому

(нижний девон) и кедейскому (верхний девон) комплексам. В Березовской переходной зоне распространены в основном слабо метаморфизованные породы нижнего рифея и венда, прорванные небольшим количеством дайкообразных тел основного, среднего и кислого состава.

Кокчетавская межблоковая мобильная зона расположена в пределах крупной системы субпараллельных северо-западных разломов шириной 6—8 км, контролировавшей осадконакопление в рифее и нижнем и среднем палеозое.

В сводово-глыбовый этап развития региона (средний палеозой—нижний мезозой) наряду со сводовыми поднятиями образовались девонские наложенные впадины, в пределах которых формировался комплекс отложений континентальной красноцветной молассовой формации [6]. В Алтыбайском районе отчетливо выделяются два вида наложенных впадин, приуроченных к разнотипным тектоническим блокам.

Кокчетавская впадина приурочена к одноименной межблоковой мобильной зоне и представляет собой структуру типа приразломной депрессии. Впадина выполнена девонскими красноцветными молассами и нижнекаменноугольными терригенно-карбонатными отложениями общей мощностью предположительно до 2 км, прослеживающимися в северо-западном направлении почти на 40 км при ширине от 3 до 8 км. На северо-востоке впадина ограничена Контактным, на юго-западе — Симферопольским, Красноярским и рядом других разломов, создающих ступенчатое погружение поверхности фундамента к осевой части впадины. Девонские и нижнекаменноугольные отложения смяты в пологие (20—30°) линейные и брахиантиклинальные складки. Вблизи краевых разломов породы приобретают крутые (70—80°) падения. Фундамент впадины, по геологическим и геофизическим построениям, залегает на глубинах 1—2,5 км и имеет сложное блоковое строение. В юго-восточной части впадины молассы лежат на гранитоидах зерендинского комплекса (нижний силур), в северо-западной — на сланцах нижнего рифея.

В средней части впадины фундамент осложнен Коныспайской вулканотектонической структурой, которая в основном погребена под девонскими отложениями и обнажена лишь в относительно поднятом северо-восточном тектоническом блоке, представленном Абайской переходной зоной. Средневерхнедевонские молассы подстилаются здесь, вероятнее всего, вулканогенно-осадочными толщами средне-нижнедевонского и ордовикского возраста, прорванными штокообразными телами и дайками пород различного состава, а наблюдаемое расширение полосы распространения девонских и нижнекаменноугольных пород до 8 км связано с кальдерообразным проседанием блоков пород в ходе активизации вулканотектонической структуры в девонское и последевонское время. На этом же участке впадина осложнена Абайским брахиантиклинальным поднятием.

Таким образом, характерными особенностями Кокчетавской впадины являются: принадлежность к структурам типа приразломных впадин; приуроченность к долгоживущей межблоковой мобильной зоне; блоковое строение фундамента, осложненное крупной долгоживущей вулканотектонической структурой.

Ельтайская впадина приурочена к средней части Алтыбайского вала, имеет сравнительно небольшие (6×6 км) размеры и отличается значительно меньшими глубинами залегания фундамента (0,3—0,7 км). Выполняющие ее девонские красноцветные молассы полого (10—15°) падают к центру впадины в соответствии с погружением поверхности фундамента; площади их распространения ограничены в основном разрывами различного направления. Ее фундамент сложен гранитоидами зерендинского комплекса (нижний силур) и гранитизированными амфиболитами, гнейсами и кристаллическими сланцами нижнепротерозойского возраста. Помимо лишь единичных крупных разрывов северо-восточного направления поверхность фундамента впадины осложнена малоамплитудными грабенообразными провалами вдоль зон разрывов северо-западного и субмеридионального направления.

Итак, основными особенностями Ельтайской впадины являются: положение в жестком, консолидированном блоке, развивавшемся преимущественно в режиме воздымания; сравнительно слабо проявленная разрывная тектоника в фундаменте, сложенном преимущественно древними гранитизированными породами и разнообразными гранитоидами.

Таким образом, Кокчетавская и Ельтайская впадины могут рассматриваться в качестве девонских депрессионных структур, различающихся как по составу пород фундамента, так и сложности его строения, что обусловлено приуроченностью этих впадин к разнотипным тектоническим блокам.

Сводные литологические колонки серии красноцветных моласс. В Кокчетавской впадине изучены верхняя и средняя части серии девонских молассовых отложений (нижняя пока не вскрыта скважинами). В Ельтайской впадине вскрыты средняя и нижняя части серии девонских моласс (верхняя денудирована).

Среди девонских отложений обеих впадин выделены 13 литологических пачек пород со средними мощностями от 10 до 180 м (рис. 2). Каждой пачке дано название, отражающее особенности состава пород, а также номерной индекс. Пачки пород объединены в пять толщ, названных по населенным пунктам, вблизи которых они распространены. Далее приводится описание каждой литологической пачки, начиная с нижней части молассовой серии Кокчетавской и Ельтайской впадин.

Жанаозекская толща. Базальная туфоконгломератовая пачка (0) представлена туфоконгломератами и туфами кислого состава. Туфоконгломераты средне- и мелкогалечные, пестроцветные, зеленовато-серые и фиолетово-вишневые, слагают базальный горизонт мощностью 3—15 м, лежащий на размытой поверхности гранитоидов зерендинского комплекса (нижний силур). Плохоокатанная галька сложена различными додевонскими породами (граниты, гранодиориты, диориты, габбро-диориты, гранит-порфиры, амфиболиты, кварцито-песчаники, известняки, алевролиты, туфопесчаники и др.). Цемент представлен туфовым, туфитовым и туфопесчаниковым материа-

лом голубовато-серого цвета. В линзах туфобрекчий остроугольные обломки розовых гранит-порфиров и дацит-порфиров размером 1—5 см цементируются пепловыми туфами и туффитами. Среди туфоконгломератов встречаются также линзы розовато-серых дресвянистых гравелитов мощностью 3—7 м, а также прослой голубовато-серых туфопесчаников и туфоалевролитов мощностью 5—10 см. На отдельных участках туфоконгломераты отсутствуют, и базальная пачка представлена лишь туфами кислого состава, лито- и витрокластическими, голубовато-серыми, чередующимися с туффитами. Пачка вскрыта лишь в Ельтайской впадине.

Гравелит-песчаниковая туфогенная пачка (1) сложена ритмично чередующимися вулканогенно-осадочными породами с характерной голубовато-серой окраской. Ритмослой мощностью от 0,05 до 2 см состоит из гравелитов, песчаников, алевролитов, а также их туфогенных разностей и туффитов. Прослой туфогенных пород обычно располагаются в нижних частях ритмов, над поверхностями размывов (рис. 3). Пачка содержит редкие маломощные (1—2 см) прослойки кремнистых туфов и пелитоморфных туфогенных известняков. Мощность пачки около 20—30 м; вскрыта только в Ельтайской впадине.

Все последующие пачки наиболее полно изучены в пределах Кокчетавской впадины.

Гравелит-песчаниковая пачка (1а) представлена ритмично чередующимися прослоями светло-вишневых гравелитов, часто дресвянистых мощностью 0,3—0,5 м, и вишневых разнозернистых песчаников мощностью 0,5—2 м. В верхней части пачки появляются маломощные (0,1 м) прослой темно-вишневых алевролитов.

Алевролитовая пачка (1б) — это алевролиты и алевропесчаники темно-вишневого и кирпично-красного цвета, иногда косослоистые, часто содержащие округлые зерна кварца и полевого шпата размером 2—3 мм. Монотонная вишневая окраска и однородный состав алевропесчаных пород придают своеобразный облик всей пачке, в которой ритмичность осадконакопления отмечается с трудом (см. рис. 3). Для нижней части пачки характерны гряз-

Отдел	Ярус	Толща	Пачка	Номер пачки	Литологическая колонка	Мощность, м	Тип осадков
Средне-верхний девон	Жигарский	Фаминский (?)	Сланцево-известняковая				Прибрежно-морские
			Туфогенная	6		30-50	Аллювиальные
			Песчаниково-алевролитовая калькрейтер-содержащая	5б		30-50	
			Песчаниково-алевролитовая	5а		30-50	
		Шонайская	Конгломератовая	4б		40	Промысловые
			Кварцевых песчаников	4а		5-15	
		Коныспайская	Гравелито-песчаниково-алевролитовая калькрейтер-содержащая	3б		150-200	Аллювиальные
			Конгломерато-гравелитовая	3а		15-50	
		Абайская	Гравелито-песчаниково-алевролитовая	2б		60-110	Аллювиальные
			Песчаниковая	2а		70-120	
		Жаназекская	Алевролитовая	1б		150-200	Промысловые
			Гравелито-песчаниковая	1а		>30	

Рис. 2. Сводная литологическая колонка средне-верхнедевонских отложений Кокчетавской впадины
Усл. обозн. см. рис. 3

но-вишневая и сиренево-вишневая окраски и наличие прослоев карбонат-содержащих алевролитов. Обычно здесь распространены карбонатные стяжения размером 1—3 см, приуроченные к маломощным горизонтам аргиллитов. Мощность пачки в Кокчетавской впадине от 150 до 200 м, средняя 170 м, в Ельтойской — от 15 до 25 м, средняя 20 м.

Абайская толща. Песчаниковая пачка 2а сложена в основном полимиктовыми песчаниками неравномер-нозернистыми, преимущественно мелкозернистыми, однородными, хорошо сортированными, первично-красноцветными, с глинистым цементом. В результате эпигенетических изменений (серицитизации, карбонатизации и др.) песчаники приобрели серую и зеленовато-серую окраску. Первичная вишневая и кирпично-красная окраска сохраняется лишь на отдельных участках. Слоистость тонкая, параллельная, реже косая. Характерно присутствие мелких чешуек серицита. Отдельные слои содержат редкие округлые зерна («глазки») кварца и полевого шпата размером 2—3 мм. Встречаются единичные прослойки песчаника мощностью 3—4 мм, обогащенные рудными и акцессорными минералами. Для пачки характерна нечетко выраженная ритмичность осадконакопления, представленная чередованием прослоев песчаника мощностью 2—3 м и алевролита мощностью не более 1—5 см (см. рис. 3). Таких ритмослоев в пачке насчитывается до 25. В Ельтойской впадине пачка имеет более грубообломочный состав и представлена преимущественно гравелитами и крупнозернистыми песчаниками с маломощными прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов. Кроме того в нижней части пачки встречаются прослои песчаных туфогенных известняков и известковистых туфитов мощностью 1—2 м. Средняя мощность пачки в Кокчетавской впадине 100 м, в Ельтойской 20 м.

Гравелит-песчаниково-алевролитовая пачка 2б представлена четко и полно проявленными ритмослоями мощностью от 0,5 до 7 м (в среднем 2,5 м), сложенными гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами (см. рис. 3). Общее количество ритмослоев

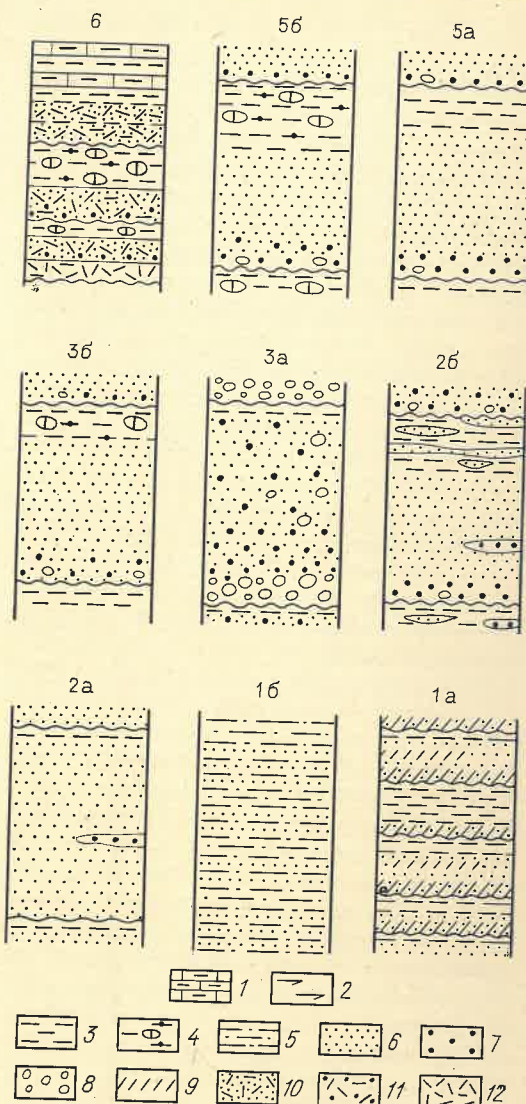


Рис. 3. Строение наиболее типичных ритмослоев отдельных пачек девонских отложений Кокчетавской и Ельтойской впадин

1 — известняки глинистые; 2 — аргиллиты углистые; 3 — аргиллиты и алевролиты; 4 — аргиллиты и алевролиты с карбонатными стяжениями; 5 — алевролиты; 6 — песчаники; 7 — гравелиты; 8 — конгломераты; 9 — туфиты; 10 — туфопесчаники; 11 — туфогравелиты; 12 — туфы кислого состава; 1а, 1б, ..., 6 — номера пачек

достигает 30. Гравелиты (или гравелитистые песчаники) розовато-вишневые, часто содержат редкую хорошо окатанную гальку молочно-белого кварца и окатыши вишневого аргиллита размером до 1 см. Как правило, они с местным размывом в основании ритмослоев ложатся на алевролиты и аргиллиты предыдущих ритмов. Граве-

литы постепенно сменяются крупно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками, в которых иногда проявлена косая слоистость и встречаются прослойки мощностью до 3 мм, обогащенные рудными минералами. Алевролиты и аргиллиты, обычно малиново-вишневые и вишневые, заканчивают каждый из ритмослоев и включают характерные для данной пачки линзочки грязно-вишневого разнозернистого песчаника. Маломощные прослои аргиллита обычно сопровождаются трещинами усыхания. В редких случаях среди аргиллитов встречаются отпечатки корней растений. Единичные ритмослои пачки 26 заканчиваются розовато-серыми песчанистыми известняками, слагающими прослойки мощностью 1—3 см. В Кокчетавской впадине мощность пачки изменяется от 60 до 110 м (средняя 80 м), в Ельтайской — от 15 до 35 м (средняя 20 м).

Коньспайская толща. Конгломерато-гравелитовая пачка 3а состоит из горизонтов конгломератов (25—30 % объема пород пачки), гравелита (60—70 %) и алевролита (5—10 %). Отмечается нечетко выраженная ритмичность (около 7—10 ритмослоев мощностью 4—7 м каждый), причем резко преобладают нижние части ритмов, сложенные конгломератами, реже гравелитами (см. рис. 3). Конгломераты мелкогалечные, розовато-вишневые; галька окатанная и слабоокатанная, представлена продуктами размыва разнообразных пород района и цементируется песчано-глинистым материалом. Средние части ритмослоев сложены гравелитистыми песчаниками, верхние маломощными (10—30 см) горизонтами грязно-вишневых алевролитов. На отдельных участках пачка отсутствует. Средняя мощность пачки в Кокчетавской впадине около 20 м (от 5 до 50 м), в Ельтайской 13 м.

Гравелит - песчаниково - алевролитовая калькретсодержащая пачка 3б отличается четкой хорошо проявленной ритмичностью накопления осадков, причем общее количество ритмослоев в пачке достигает 40. Этим она напоминает гравелит-песчаниково-алевролитовую пачку 26, отличаясь от нее постоянным наличием многочисленных карбонатных стяжений, изредка каль-

кретов и отсутствием линзочек грязно-вишневого песчаника в алевролитовых слоях, а также галечного материала в основании ритмослоев. Ритмослои мощностью от 3 до 8 м сложены (снизу вверх) пестро- и красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами (см. рис. 3). Карбонатные стяжения и калькреты распространены среди горизонтов грязно- и темно-вишневых алевролитов и аргиллитов, заканчивающих каждый из ритмослоев. Стяжения размером 2—3 см, реже до 5 см обладают изометричной неправильной формой, расплывчатыми нечеткими краями, содержат мелкие угловатые песчинки кварца и полевого шпата; цвет их светлорозовый, иногда серый. В редких случаях количество карбонатных стяжений резко увеличивается до образования маломощных (0,1—0,3 м) калькретовых линз. Встречены также стяжения с четкими краями, напоминающие гальку известняков и представляющие, очевидно, продукты перемылов первичных карбонатных стяжений. В Ельтайской впадине пачка 3б характеризуется большей грубостью обломочного материала: место гравелитов в ней занимают мелкогалечные конгломераты, место песчаников — гравелиты. Средняя мощность пачки в Кокчетавской впадине 180 м (от 150 до 200 м), в Ельтайской — около 70 м (от 50 до 100 м).

Шонайская толща. Пачка кварцевых песчаников 4а — мелко- и среднезернистые, светло-серые, плотные песчаники с неясно выраженной слоистостью, хорошо сортированные. Зерна кварца окатанные, цемент почти отсутствует. Средняя мощность пачки 10 м, изучена она только в Кокчетавской впадине.

Конгломератовая пачка 4б представлена в основном пестроцветными, от мелко- до крупногалечных конгломератами, которые вверх по разрезу сменяются конгломерат-песчаниками и гравелитами. Наряду с хорошо окатанной (шаровидной и уплощенно эллипсовидной) конгломераты содержат плохо окатанную гальку, слагающую 70—90 % объема породы и представленную различными породами фундамента (кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, гранитоиды, кварцитовид-

ные песчаники, известняки и др.), а также песчаниками и алевролитами подстилающих девонских моласс. Размеры галек от 1 до 8 см. Промежуточная масса — гравийно-песчано-алевролитовый материал вишневого цвета. Встречаются единичные маломощные (0,1—0,2 м) прослои вишневых алевролитов. В вертикальном разрезе и подошве пачки размеры галек увеличиваются от 1—3 до 5—8 см, в большом количестве появляется галька серого полосчатого известняка, промежуточная масса обогащается карбонатом белого цвета. В краевой части впадины пачка сложена в основном средне- и крупногалечными конгломератами, в центральной — мелкогалечными конгломерат-песчаниками и гравелитами. Мощность пачки около 40 м.

Кызылсайская толща. Песчаниково-алевролитовая пачка 5а отличается четкой ритмичностью: более грубые осадки (гравелиты и песчаники) слагают нижние части ритмослоев, тонкообломочные (алевролиты и аргиллиты) — их верхние части (см. рис. 3). Средняя мощность ритмослоев 3—4 м, максимальная 8 м; количество их около 15; мощность пачки 40 м.

Песчаниково-алевролитовая калькретсодержащая пачка 5б по составу и строению сходна с подстилающей ее пачкой 5а. Ритмослои мощностью 4—8 м сложены аналогичными гравелитистыми, средне- и мелкозернистыми песчаниками светло-розовыми и розовато-вишневыми, и алевролитами и аргиллитами вишневого цвета. Однако последние всегда содержат прослои мощностью до 1 м с карбонатными стяжениями, иногда калькретами. Мощность пачки 40 м.

Туфогенная пачка 6 представлена тремя ритмослоями мощностью 7, 12 и 25 м (см. рис. 2, 3). Нижний ритмослой слагают (снизу вверх): туфы дацитового и липаритового состава и туфогравелиты зеленовато-серые мощностью 2 м; пепловые туфы и туфогравелиты, переходящие в туфопесчаники и туфоалевролиты голубовато-серые, 3 м; аргиллиты вишневые (2 м) с карбонатными стяжениями размером 2—5 см. Средний ритмослой (снизу вверх): туфы кислого состава, туфогравелиты, туфопесчаники и туфоалевролиты, 5 м; аргиллиты вишневые

с карбонатными стяжениями, чередующиеся с гравелитами и песчаниками зеленовато-серыми, 7 м. Верхний ритмослой (снизу вверх): туффиты и туфопесчаники зеленовато-серые, переслаивающиеся с аргиллитами темно-вишневыми, 11 м; известковистые алевролиты и мергели темно-серые с фаунистическими остатками (брахиоподы и др.), переслаивающиеся с черными углистыми аргиллитами, 14 м.

Вулканическая деятельность проявлялась, таким образом, в течение каждого из трех ритмов осадконакопления, причем наиболее интенсивной она была в начале ритмов и постепенно затухала к концу их. Туфогенная пачка 6 заканчивает разрез красноцветных отложений Кокчетавской впадины.

Верхняя возрастная граница красноцветных моласс Кокчетавской впадины определяется тем, что выше них залегает известняково-мергелистая свита, отнесенная к турнейскому ярусу на основании определения многочисленных фаунистических остатков [3]. По составу пород, последовательности и мощностям пачек выделенные нами шонайская и кызылсайская толщи (см. рис. 2) аналогичны разрезу фаунистически охарактеризованных отложений фаменского яруса, изученному к западу от оз. Киндыкты в Коксенгирсорской мульде [5]. Поэтому часть разреза девонских моласс Кокчетавской впадины, представленная пачками 4а, 4б, 5а, 5б и 6, может быть условно отнесена к фаменскому ярусу.

Живетский и франский возраст абайской и жанаозекской толщ, расположенных в нижней части изученного разреза, приняты условно, исходя из четкого положения их в стратиграфическом разрезе красноцветных моласс и сопоставления с аналогичными молассовыми толщами рек Арчалы, Селеты и Оленты, где он доказывался находками флоры [2].

Средне-верхнедевонский возраст красноцветных моласс Ельтайской впадины принят на основании сходства с аналогичными отложениями Кокчетавской впадины. Не исключено, однако, что вулканогенно-осадочные породы базальной туфоконгломератовой и частично гравелит-песчаниковой туфогенной пачек Ельтайской впадины явля-

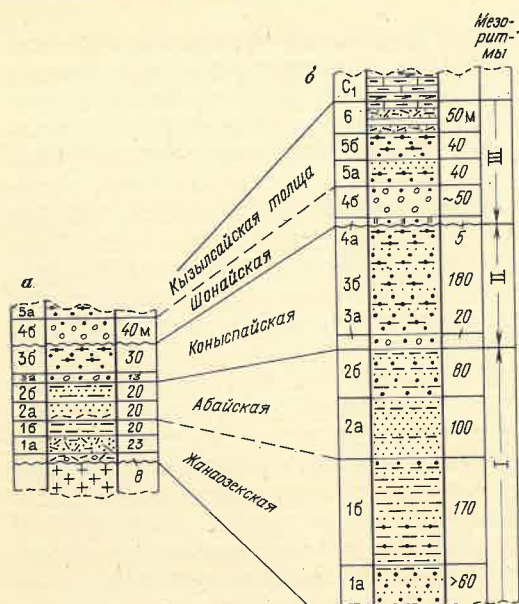


Рис. 4. Схема сопоставления разрезов девонских отложений Ельтайской (а) и Кокчетавской (б) впадин

Усл. обозн. см. рис. 3

ются синхронными продуктами вулканической деятельности, которые широко развиты в базальных слоях красноцветных моласс Новокронштадтской, Новомихайловской и других наложенных впадин и определены как средне-нижнедевонские.

Сопоставление разрезов девонских отложений Кокчетавской и Ельтайской впадин. Основные черты палеогеографической обстановки региона в девонское время определяли воздымавшиеся Жолдыбайский свод и Алтыбайский вал и формировавшаяся между ними Кокчетавская грабенообразная впадина. Сложное блоковое развитие додевонского фундамента определило особенности состава и строения толщи красноцветных моласс Кокчетавской и Ельтайской впадин, образовавшихся в разнотипных тектонических блоках.

Сравним сводные литологические колонки девонских моласс этих впадин в пределах стратиграфически сопоставимых интервалов (пачки 1б—4б). Сопоставляемые толщи сложены аналогичными по литологическому составу пачками, залегающими в одной и той же последовательности и обладающими одинаковой ритмичностью осадко-

накопления (рис. 4). Наиболее четкими маркирующими пачками разрезов являются: алевролитовая пачка 1б, отличающаяся наличием мощных монотонных слоев вишневых алевролитов и аргиллитов; гравелит-песчаниково-алевролитовая пачка 2б с характерным трехчленным строением ритмических слоев; гравелит - песчаниково-алевролитовая и конгломерат-песчаниковая пачки 3б, выделяющиеся наличием многочисленных карбонатных стяжений; конгломератовая пачка 4б. Сходный состав и закономерное положение их в разрезах позволяют уверенно коррелировать толщи девонских красноцветных моласс Кокчетавской и Ельтайской впадин.

Помимо элементарных ритмов осадконакопления, характеризующих описанные литологические пачки, в сериях красноцветных моласс и Кокчетавской и Ельтайской впадин выделяются три более крупных седиментационных цикла или мезоритма [9], имеющих резко выраженный трансгрессивный характер развития и отвечающих самостоятельным эпохам устойчивых прогибаний, разделенных кратковременными поднятиями. Мезоритмы отражают колебательный характер тектонических движений в течение этапа сводово-глыбового развития Кокчетавского срединного массива (см. рис. 4).

Первый мезоритм включает отложения жанаозекской и абайской толщ (пачки 1а, 1б, 2а, 2б, а в Ельтайской впадине также базальную туфоконгломератовую пачку) общей мощностью более 450 м. Начинается он грубообломочными вулканогенными породами базальной пачки, свидетельствующими о крупных глыбовых перемещениях в начале девона. Эти базальные слои в Ельтайской впадине ложатся на размытые каледонские постинверсионные и геосинклинальные комплексы пород после длительного перерыва, в течение которого сформировались региональные поверхности несогласий на границе фундамента и толщи девонских моласс. Размывавшиеся возвышенности, по-видимому, были не очень большими [1], поэтому поступление крупнообломочного материала вскоре прекратилось, сменившись накоплением алевропесчаных пролювиальных отло-

жений пачек 1а и 1б. Последние образовались в связи с деятельностью временных водотоков с блуждающими руслами и конусов выноса вдоль подножий холмистых возвышенностей. Для них характерны карбонатные стяжения, переполняющие отдельные горизонты красноцветных алевролитов и являющиеся отличительными признаками образований карбонатсодержащих фаций аридных зон [11]. Верхняя половина первого мезоритма представлена преимущественно мелкозернистыми песчаными, русловыми и пойменными отложениями, свидетельствующими о дальнейшем выравнивании рельефа и накоплении их на обширной аллювиальной равнине.

Второй мезоритм осадконакопления соответствует отложениям условно франского яруса и имеет мощность около 200 м (пачки 3а и 3б). Расположенные в основании мелкогалечные конгломераты и гравелиты пачки 3а свидетельствуют о новом небольшом поднятии региона в начале ритма, обусловившем возобновление накопления пролювиальных осадков. Далее снова устанавливаются фациальные условия равнинной долины и накапливаются аллювиальные отложения (пачка 3б) с калькретами и карбонатными стяжениями, свидетельствующими о продолжении господства аридного климата в регионе.

Третий мезоритм представлен породами фаменского яруса общей мощностью около 170 м. В их основании залегает маломощная пачка светлых кварцевых песчаников, образовавшаяся, вероятно, в результате длительной многократной сортировки обломочного материала временными потоками и свидетельствующая о значительной пенепленизации района к началу фаменского века.

Лежащая выше довольно мощная (40 м) пачка разногалечных конгломератов указывает на резкое увеличение контрастности рельефа в пределах Кокчетавского района на границе франского и фаменского веков, обусловленной крупными блоковыми движениями в это время. В средней части рассматриваемого ритма накапливались преимущественно русловые и пойменные осадки, представленные в основном песчаными и алевро-аргилли-

товыми фациями (пачки 5а и 5б), в условиях плавного погружения территории района, открывшего путь для широкой морской трансгрессии нижнекаменноугольного времени. Конец ритма ознаменовался накоплением туфогенных пород (пачка 6), чередующихся с углистыми аргиллитами и мергелистыми известняками и заканчивающих разрез девонских красноцветных моласс. Не исключено, что эти туфогенные породы образовались в тесной связи с вулканогенными процессами, сопровождавшими формирование кедейского интрузивного комплекса в Северном Казахстане (верхний девон).

Сходство разрезов девонских моласс Кокчетавской и Ельтайской впадин, выражающееся в наличии одинаковых по составу и строению литологических пачек, расположенных в одной и той же последовательности, указывает на их формирование в единой области континентального осадконакопления. Это соответствует аналогичным выводам о первоначально более широком распространении девонских моласс в Северном Казахстане по сравнению с наблюдаемым в настоящее время [7, 8].

Вместе с тем анализ мощностей и выявленные элементы фациальной зональности девонских отложений свидетельствуют о резком различии условий осадконакопления в пределах Кокчетавской и Ельтайской впадин, обусловленном неоднородностью строения складчатого основания, представленного как консолидированными, так и мобильными блоками. Как видно из сравнения мощностей отдельных пачек и сопоставимых частей литологических колонок девонских отложений впадин, общая мощность осадков, накопившихся за время формирования пачек 1б—4 в Кокчетавской впадине, в три раза больше по сравнению с Ельтайской впадиной, а основание первой опустилось почти на 400 м ниже поверхности фундамента второй (таблица).

Значительно большая мощность и меньшая грубость обломочного материала девонской молассовой серии Кокчетавской впадины свидетельствуют о более интенсивном прогибании ее основания и большей удаленности от областей размыва. Это хорошо согласуется с приуроченностью Кокче-

Мощности литологических пачек
в Кокчетавской и Ельтайской впадинах, м

Впадина	1б	2а	2б	3а	3б	4б	В це- лом
Кокчетав- ская	170	80	80	20	180	40	570
Ельтайская	20	20	20	13	70	40	183
Отношение мощностей	8,5	4,0	4,0	1,6	2,6	1	3,1

тавской впадины к межблоковой мобильной зоне, а Ельтайской — к консолидированному блоку, характеризующемуся жестким гранитизированным основанием. Надо, однако, иметь в виду, что изученный нами разрез девонских моласс Кокчетавской впадины расположен в той ее части, где фундамент осложнен Коныспайской вулканотектонической структурой, развитие которой в девоне сопровождалось кальдерообразным проседанием. Возможно, особо мощные толщи красноцветных моласс (до 2 км) в пределах девонских наложенных впадин приурочены прежде всего к тем их частям, где они накладываются на длительно развивающиеся более ранние вулканотектонические структуры.

Наблюдаемая разобщенность площадей распространения девонских моласс в Кокчетавской и Ельтайской впадинах связана с особенностями последевонской блоковой тектоники и процессами денудации.

Сформулируем основные выводы.

1. Девонские отложения, относящиеся к красноцветной молассовой формации, в исследуемом регионе представлены мощной толщей сложно чередующихся конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, образовавшейся в раннюю стадию этапа сводово-глыбового развития Кокчетавского срединного массива в континентальных условиях Казахского холмистого нагорья. Эти осадки являются различными фациями пролювиальных и аллювиальных отложений, сформировавшихся в условиях аридного климата.

2. Красноцветные молассы Кокчетавской и Ельтайской впадин впервые

расчленены с использованием ритмо-стратиграфического метода на 13 литологических пачек мощностью от 10 до 180 м. Для них составлены сводные литологические колонки, являющиеся надежной основой крупномасштабного геологического картирования девонских отложений впадин. Особое положение занимает мощная хорошо проницаемая для грунтовых и ювенильных вод песчаниковая пачка 2а, подстилаемая и перекрываемая пачками, содержащими водоупорные горизонты пород алевропелитового состава, т. е. пачка 2а характеризуется благоприятными условиями для формирования в ней согласных пластообразных рудных тел.

3. Дифференцированность разреза красноцветных моласс рассмотренных впадин обусловлена колебательным характером блоковых подвижек, вызвавших в течение девона три трансгрессивных мезоритма осадконакопления, сопровождавшихся сменой ландшафтных обстановок и соответствующих им фаций пролювиальных и аллювиальных отложений. Наблюдаемое при этом постепенное уменьшение мощностей отложившихся в течение каждого последующего цикла осадков (450, 200 и 170 м в Кокчетавской впадине) является следствием постепенной стабилизации тектонического режима в регионе.

4. Однотипность разрезов красноцветных моласс Кокчетавской и Ельтайской впадин обусловлена формированием их в территориально единой области континентального осадконакопления. Наблюдаемая разобщенность впадин объясняется относительным поднятием разделяющего их тектонического блока Абайской переходной зоны в последевонское время.

5. Резкие различия мощностей молассовых толщ Кокчетавской и Ельтайской впадин и выявленные элементы фациальной изменчивости в отдельных пачках пород обусловлены приуроченностью их к разнотипным тектоническим блокам, отличающимся как составом и строением фундамента, так и режимами тектонического развития.

6. Периоды возобновления тектонических подвижек в среднем — верхнем девоне сопровождалась вулканической деятельностью, приведшей к образова-

нию в молассах Алтыбайского района трех горизонтов вулканогенно-осадочных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Ред. А. П. Виноградов. М., ВАГТ, 1969.
2. Боровиков Л. И. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1961. (Мат-лы ВСЕГЕИ. Нов. серия, вып. 41).
3. Быкова М. С. Стратиграфия и фациальные комплексы верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
4. Зайцев Ю. А., Мазарович О. А., Тихомиров В. Т. Общая стратиграфическая схема континентальных толщ среднего — верхнего девона Сарысу-Тенизского водораздела и Джезказган-Улутауского района (Центральный Казахстан). — В кн.: Вопросы гео-

логии Центрального Казахстана. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 264—279.

5. Жуков М. А., Копятевич Р. А. Морские фаненские отложения в Кокчетавской области. — Вестн. АН КазССР, 1960, № 1 (178), с. 85—88.
6. Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. — В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Л., 1968, с. 223—249. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 155).
7. Копятевич Р. А. Некоторые черты орогенного этапа развития Северного Казахстана. — Изв. АН КазССР. Серия геол., 1966, № 6, с. 13—22.
8. Мазарович О. А. Геология девонских моласс. М., Недра, 1976.
9. Наливкин В. Д. Учение о фациях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
10. Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1954.
11. Справочник по литологии. Под ред. Н. Б. Вассоевича. М., Недра, 1983.
12. Стратиграфия СССР. Девонская система. Кн. 1. М., Недра, 1973.

УДК 553.22(574.21)

А. Д. КОРОБОВ (Саратовский гос. ун-т)

Особенности развития щелочного метасоматоза (Кушмурунский грабен, Тургайский прогиб)

Металлогенические исследования последних лет с большой очевидностью показали, что пермо-триасовый магматизм Кушмурунского грабена, расположенного в зоне сочленения разновозрастных складчатых систем Урала и Центрального Казахстана, сопровождался гидротермальной деятельностью [6, 12]. В силу этого экструзивные купола липаритов (Наурзумский, Новонезинский, Чилийский и др.), прорывающие базальты туринской серии (P_2-T_1-2), считаются перспективными на месторождения редкометалльной рудной формации [3]. Указанные породы отнесены Н. П. Михайловым к наиболее типичным формам проявления финального вулканизма складчатых областей [8]. Они формировались в тафrogenных, по В. Н. Соболевской [13], структурах, заложившихся на пенепленизированной поверхности, которая возникла в результате разрушения орогенных сооружений герцинского этапа. Эффективная деятельность происходила в континентальных условиях и носила трещинный характер.

Гидротермальные процессы, протекавшие в Кушмурунском грабене в постоленинское время (T_2-3), пространственно приурочены к долгоживущим разломам, с которыми связаны проявления кислого вулканизма [5]. В пределах куполов характер метасоматической зональности закономерно меняется и по вертикали, и по латерали. Так, в центральной части Наурзумского экструзива начальная стадия изменения фиксируется щелочными метасоматитами мощностью до 20 м, которые выше по разрезу переходят в зону низкотемпературного

выщелачивания мощностью до 100 м. Внутренняя (или верхняя) ее часть мощностью до 40 м — зона сернокислотного выщелачивания; она сложена глобулярным, лапчатым или гребенчатым кварцем, находящимся в тонком срастании с каолинитом. Внешняя (или нижняя) часть — зона хлоридно-углекислого выщелачивания; она сложена смектитизированными породами и приурочена к периферийным участкам экструзивного купола, где наблюдается переслаивание базальтов туринской серии с липаритами и дацитами. Полностью аргиллизированные кислые эффузивы образуют промышленные скопления бентонитовых глин [5].

Процессы щелочного метасоматоза приурочены к проницаемым породам и заметно различаются в липаритах Наурзумского купола и вмещающих базальтах. Наиболее активно фельдшпатизация развивается в подошве вспененных липаритов на участках повышенной трещиноватости. В направлении увеличения пористости этих пород по ним развиваются кварц-каолинитовые образования зоны сернокислотного выщелачивания. Процессы фельдшпатизации и сернокислотного выщелачивания часто накладываются и затушевывают друг друга.

В начальную стадию фельдшпатизации липаритов биотит замещается мелкозернистым кварцем, иногда с примесью тонкозернистой гидрослюда. Полевые шпаты и первичный кварц остаются свежими. В основной массе пород спорадически возникают «лапчатые» агрегаты новообразованного запыленного кварца. В зонах промежуточного изменения липа-



Рис. 1. Скелетный кварц, развивающийся по основной массе породы в зоне щелочного метасоматоза липаритов
Ув. 90, без анализ.

ритов биотит и моноклинные пироксены замещаются гранулированным кварцем, гематитом, магнетитом и серицитом, а полевые шпаты — агрегатом из каолинита и пелитоморфного кварца, значительно реже — гранулированным кварцем и адуляром.

Первичный кварц испытывает прямо противоположные по характеру изменения. В одних случаях он «рассасывается» с образованием новой генерации ажурного строения, в других — обростает венчиком запыленного гомогенного вторичного кварца, захватывающего в свою кайму пирит, магнетит и другие акцессории. Это объясняется локальным перераспределением SiO_2 в зоне, где кремнезем метастабилен. Основная масса породы изменена и представлена ассоциацией запыленного «лапчатого» кварца, полевых шпатов и находящихся в подчиненном положении цеолитов. Нередко вторичный кварц образует клиновидные агрегаты. По периферии его зерен развивается тонкая кайма прозрачного альбита, цеолитов и адуляра. В некоторых случаях полевые шпаты начинают доминировать над кварцем. При этом последний, находясь в промежутках между их идиоморфными зернами, образует скелетные формы (рис. 1).

В зоне конечного изменения липаритов все ингредиенты пород интенсивно перерождаются. Зерна биотита и моноклинные пироксены полностью замещаются гранулированным кварцем, а по их периферии локализируются чешуйки серицита и плотные агрегаты магнетита, редко пирита. Магнетит иногда превращается в мартит. Нередко около зерен темноцветных минералов развиваются короткостолбчатые и округлые зерна циркона. Полевые шпаты нацело замещаются кварцем с мозаичным погасанием и в меньшей степени адуляром. Диагностируются первичные минералы лишь по тепловым структурам или по незначительным реликтам.

Зерна кварца «рассасываются» с формированием ареалов новообразованного пелитоморфного кремнезема. Часто они приобретают водяно-прозрачную регенерационную кайму с призматическими и ромбовидными включениями цеолитов и адуляра. Иногда эта кайма настолько плотно «припаяна» к первичному минералу, что его контуры становятся едва различимы. Основная масса породы полностью перекристаллизовывается и приобретает гранобластовую структуру. В ней присутствуют мелкие и мельчайшие кристаллики калиевого полевого шпата, в том числе адуляра. Кроме того, эти минералы встречаются в форме сферолитов. В основной массе наблюдаются тонкая рудная пыль (ильменит, магнетит, пирит), а также сфен, апатит, анатаз.

Иногда, особенно в основании зон калишпатизации, наряду с адуляром в породах развиваются анальцит, гейландит, морденит, в редких случаях альбит. Поры и каверны родоначальных вулканитов нацело залечены водяно-прозрачным кварцем и их текстура становится массивной. Широкое развитие рафинированного кварца сопровождается резким снижением содержания его «мутных» (запыленных) аналогов. Количество адуляра несколько сокращается по сравнению с конечной зоной калишпатизации. Этот минерал перекристаллизовывается с образованием характерных ромбовидных зерен. Кроме того, водяно-прозрачный кварц содержит призматические и пластинчатые зерна гейландита и радиально-лучистые агрегаты анальцита.

Таким образом, псевдоморфные замещения минералов в липаритах при фельдшпатизации протекают на фоне локального перераспределения кремнезема и несут исключительно агрегатный (не монокристалльный) и полиминеральный (кварц+гематит+серицит; кварц+адуляр) характер. В соответствии с данными Н. И. Наковника [11], отмеченная специфика процесса и возникающие при этом минеральные ассоциации присущи формации вторичных кварцитов.

В базальтах туринской серии наряду с доминирующими зонами аргиллизации встречаются локальные зоны щелочного метасоматоза [5]. Они приурочены к трещиноватым миндалекаменным базальтам, иногда к контактам последних с липаритами и продуктами их изменения. Преобразования основных эффузивов сводятся к замещению различных ингредиентов породы и выполнению миндалины кварцем, карбонатом, полевыми шпатами (в том числе адуляром) и серицитом.

В начальную стадию фельдшпатизации разрушаются только оливин и частично стекловатый мезостазис. Оливин замещается мелкозернистым кварцем с примесью серицита, реже он выщелачивается. В зоне промежуточного изменения в процесс вовлекаются моноклинные пироксены и значительная часть стекловатого мезостазиса. Темноцветные минералы замещаются мелкозернистым кварцем, с которым иногда ассоциирует адуляр. По периферии зерен оливина и пироксена развиваются черная рудная пыль и тонкие чешуйки серицита. Небольшие миндалины эффузивов заполнены мелкозернистым кварцем с незначительной примесью полевошпатового материала. Реликты темноцветных минералов, отчасти плагиоклазы

основной массы, замещены карбонатом кальция.

В зоне конечного изменения, приуроченной к трещиноватым миндалекаменным базальтам, плагиоклазы основной массы и частично их фенокристаллы замещаются кварцем, реже адуляром. Реликты плагиоклазов интенсивно карбонатизируются или монтмориллонитизируются. Кварц-полевошпатовые агрегаты часто ассоциируют с более поздними выделениями смектитов. Нередко наблюдается укрупнение миндалины, выполненных кварц-полевошпатовым агрегатом, разрастание и слияние их (рис. 2). Характерными особенностями их строения являются асимметричность и присутствие нескольких центров кристаллизации. Аналогичные изменения миндалекаменных базальтов туринской серии отмечены в работе [1].

Петрографические наблюдения подтверждают поведением породообразующих элементов в различных типах пород. Как видно на графике привноса — выноса элементов, составленном по изоволюметрическому методу Г. Милло, М. Бонифа [14] и Б. М. Михайлова [7] (рис. 3), в зоне начальной фельдшпатизации липаритов, где вторичный адуляр встречается редко, большинство элементов мигрирует, образуя следующий ряд: $\text{Mn}^{2+} \gg \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} > \text{Ca} > \text{Ti} > \text{Na} > \text{Mg}$. Вынос марганца составляет (%) 85,1—90,0, железа 35,2—66,1, кальция 23,2—82,3, титана 25,2—35,1, натрия 5,4—76,3, магния 13—23 от первоначального содержания в вулканитах. При стабильном состоянии алюминия и кремния в породе привносится калий, концентрация которого возрастает в 1,22—1,4 раза.

В зоне промежуточного изменения кислых эффузивов, где темноцветные минералы замещаются кварцем, серицитом, гематитом или магнетитом, а в основной массе увеличивается количество адуляра, привнос калия в породе возрастает в 1,75 раза (см. рис. 3, обр. 414—10с). При инертном поведении алюминия и железа процесс сопровождается мобилизацией элементов, которые образуют следующий миграционный ряд: $\text{Mn}^{2+} > \text{Mg} > \text{Na} > \text{Ca} > \text{Ti}$. Вынос марганца (в %) достигает 93,1, магния 84,9, натрия 63,1, кальция 34,2, титана 18,9 от их начального содержания в породе.

В зоне конечной калишпатизации липаритов, где широко распространены вторичный кварц и адуляр, а также встречаются карбонаты, серицит и гейландит, большинство элементов мигрирует, образуя ряд: $\text{Mg} > \text{Na} > \text{Ca} > \text{Mn}^{2+} > \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} > \text{Si}$. В щелочных метасоматитах концентрация магния нередко опускается ниже уровня чувствительности анализа, вынос натрия достигает 96,2 %, кальция 78,1 % их содержания в материнских образованиях. Марганец, железо и кремний чаще мигрируют, реже накапливаются. При неподвижном состоянии алюминия привносятся калий и титан, концентрации которых в метасоматитах могут возрастать соответственно до 3 и 1,85 раза.

Для рассматриваемой зоны характерен максимальный привнос в породу калия с одновременной максимальной мобилизацией натрия (таблица). Обогащение пород калием сопряжено с развитием адуляра (Ng 1,528—1,531; Nm 1,524—1,527; Nr 1,521—1,524; $\text{Ng}-\text{Nr}$



Рис. 2. Разросшиеся миндалины, выполненные кварцем, калишпатом и смектитами в фельдшпатизированном базальте
Ув. 45, с анализ.

0,007) и серицита, а титаном — с формированием ильменита, сфена и анатаза.

В основании зон калишпатизации, где наряду с адуляром распространены гейландит, анальцит, морденит, монтмориллонит, редко альбит, сокращаются накопление калия (до 1,3—2,36 раза) и вынос натрия (15,1—42,2 % их содержания в свежих липаритах) по сравнению с предыдущей зоной. Образование этих метасоматитов сопряжено с мобилизацией большинства элементов, миграционный ряд их: $\text{Mg} > \text{Mn}^{2+} > \text{Ca} > \text{Na} > \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} > \text{Ti}$. Вынос магния составляет 73,8 % и более, марганца 52,9—99 %, кальция 27,2—68,4 %. При инертном поведении кремния и малоподвижном состоянии алюминия железо и титан как привносятся, так и выносятся (см. рис. 3).

Ослабление в этой зоне подвижности щелочных и щелочноземельных элементов по сравнению с участками активной калишпатизации обусловлено иной физико-химической обстановкой минералообразования. Натрий здесь входит в структуру анальцита и редко встречающегося альбита, а кальций — в решетку гейландита и морденита. Количество адуляра в породах сокращается. Наблюдаемый в некоторых случаях привнос магния сопряжен с процессами смектитизации. Анальцит установлен в иммерсионных препаратах (N 1,482—1,487) и по результатам рентгеноструктурного анализа (d $5,83 \cdot 10^{-10}$ — $5,81 \cdot 10^{-10}$; $3,45 \cdot 10^{-10}$; $2,88 \cdot 10^{-10}$ м и др.). Гейландит подтвержден измерением показателей преломления (Ng 1,503; Nr 1,497; $\text{Ng}-\text{Nr}$ 0,006) и рентгеноструктурными исследованиями (рефлексы с d $8,84 \cdot 10^{-10}$ — $8,97 \cdot 10^{-10}$; $3,88 \cdot 10^{-10}$ м и др.). Морденит также установлен по результатам рентгеноструктурного анализа (рефлексы с d $3,2 \cdot 10^{-10}$; $3,37 \cdot 10^{-10}$; $3,5 \cdot 10^{-10}$; $4,48 \cdot 10^{-10}$; $6,54 \cdot 10^{-10}$; $8,83 \cdot 10^{-10}$ м и др.). Количество

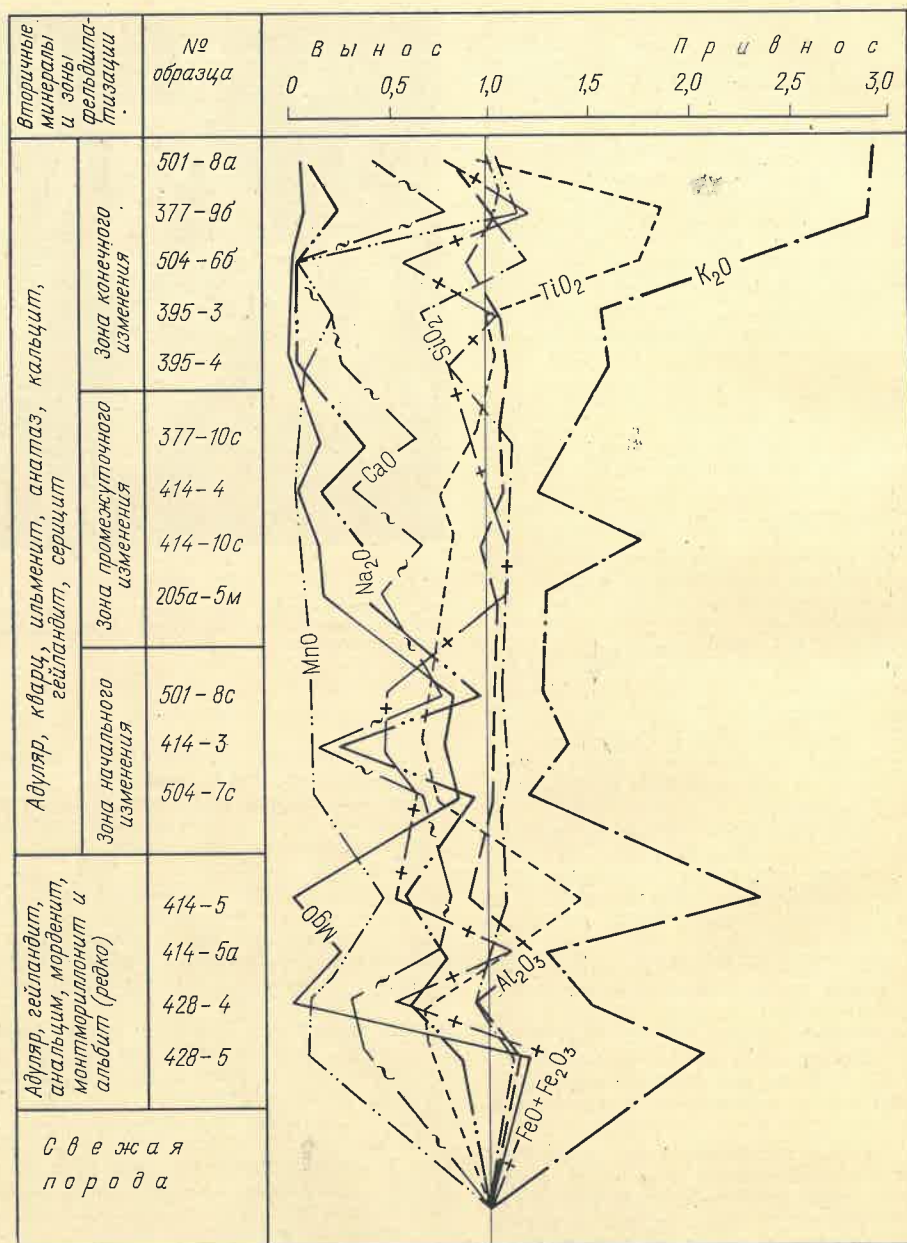


Рис. 3. Поведение элементов в процессе фельдшпатизации липаритов

цеолитов в породах может достигать 20 % [5].

Начало щелочного метасоматоза в базальтах, сопровождающееся замещением оливина и отчасти стекловатого мезостазиса кварцем и серицитом, приводит к мобилизации всех химических компонентов, кроме Mn^{2+} . Элементы образуют следующий ряд подвижности: $P > Mg > Fe^{2+} + Fe^{3+} > Ca > Na > Al > K > Si > Ti$. В этом процессе вынос фосфора (в %) достигает 71,83, магния 66,1, железа 54,86, кальция 34,24, натрия 23,87, алюминия 15,1, калия 8,75, кремния 7,95, титана 7,1. Кроме

того, в породах возрастает концентрация марганца в четыре раза по сравнению с неизменными базальтами.

В зоне промежуточного изменения основных эффузивов, где все ингредиенты породы (кроме плагиоклазов) замещаются кварцем, серицитом и адуляром, большинство элементов мигрирует: $Mg > Ca > Al > Ti > Si > Fe^{2+} + Fe^{3+} = Na > P$. При этом вынос магния (в %) составляет 42,8, кальция 39,2, алюминия 22,94, титана 19,13, кремния 10,87, железа и натрия 8,2, фосфора 7. Вместе с тем, в породах возрастает содержание калия в 1,11 и

марганца в 2,41 раза по сравнению с неизменными базальтами.

В зоне конечного изменения основных эффузивов, где все ингредиенты породы замещены кварцем, карбонатом, серицитом и калишпатом, возрастает содержание марганца (в 2,28 раза) и калия (в 1,53 раза). При неподвижном состоянии кремния, титана и фосфора большинство элементов мигрирует, образуя ряд: $Mg > Na > Fe^{2+} + Fe^{3+} > Al > Ca$. Вынос магния достигает 96,2 %, что соответствует почти половине массы всех мигрирующих элементов; натрия 42,46, железа 23,44, алюминия 22,94, кальция 5,84 % от их первоначального количества в породах.

Приведенные данные свидетельствуют, что наиболее характерной чертой рассматриваемого процесса является обогащение пород калием с одновременным выносом натрия. Так, концентрация K_2O в измененных липаритах поднимается до 9,45 % по сравнению с 3,08 % в свежих при заметном сокращении количества Na_2O (до 0,81 % против 2,45 %). В фельдшпатизированных базальтах калия нередко в два раза больше, чем натрия, тогда как в свежих эффузивах картина противоположная. Такое поведение щелочей при слабых вариациях их общего количества в измененных и неизмененных породах свидетельствует о метасоматическом характере превращений [2].

Установленная автором приуроченность зон калишпатизации к подошве вспененных липаритов на участках тектонических нарушений не случайна. Описанные процессы развиваются в приповерхностных условиях именно в проливаемых породах за счет вскипания и дегазации горячих хлоридно-натриевых вод, обогащенных CO_2 и H_2S [4, 9, 10]. При этом растворы распадаются на ионно-солевую и газовую составляющие. Потеря углекислоты приводит к резкому ошелачиванию вод, а вскипание — к их охлаждению. В такой обстановке адуляр осаждается вместе с кремнеземом. С падением температуры (в момент вскипания) растворимость хлористого натрия почти не меняется, а хлористого калия понижается, что и вызывает активность этого элемента, выраженную в калишпатизации [4].

Поскольку адуляр в ассоциации с кварцем и цеолитами образуются в наиболее высокотемпературных участках месторождений [10], становятся понятны некоторые различия в протекании процессов фельдшпатизации для липаритов, слагающих тело Наурзумского экстрезива, и базальтов, вмещающих его. В первом случае щелочной метасоматоз широко развит, что, видимо, определяется близостью каналов, по которым поступал газогидротермальный флюид. Участки же локализации основных эффузивов находятся в стороне от газогидротермальных потоков и процессы щелочного метасоматоза в породах редки.

Таким образом, адуляр фельдшпатизированных пород выступает как индикатор смены физико-химических параметров гидротерм. Этот минерал по аналогии с действующими гидротермальными системами [9] фиксирует барьеры термодинамических и геохимических зон, где происходит максимальная переработка пород, а также минерало- и рудообразование. Поэтому при металлогенических исследованиях пермо-триасовых эффузивов Кушмурунского

Химический состав пород Кушмурунского грабена

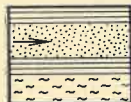
Номер обр.	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	П.п.л.	H_2O^+	P_2O_5	CO_2	Сумма
415-8	72,98	11,91	0,27	1,05	0,71	0,09	0,82	0,39	3,24	3,06	0,14	4,68	He опр.	He опр.	99,34
242-5	71,74	12,80	0,36	0,49	1,13	0,09	0,55	0,49	3,59	4,19	0,47	4,76	"	"	100,66
247-4	74,36	12,51	0,47	1,04	0,71	0,08	0,32	0,99	2,45	2,58	0,11	4,37	"	"	100,49
205-5	72,46	14,45	0,34	0,44	0,21	0,01	0,14	He	0,81	9,45	0,18	2,16	"	"	100,65
395-4	74,80	16,29	0,36	1,37	0,42	0,01	0,27	0,20	0,15	6,23	He	0,19	"	"	100,09
504-7	72,22	14,22	0,21	0,04	0,57	0,01	0,29	0,20	1,67	9,54	"	0,52	"	"	99,49
470-1	50,26	16,23	1,73	5,31	5,46	0,11	8,34	3,72	3,37	0,64	"	1,40	1,58	1,32	100,47
479-3	47,06	14,20	1,42	2,36	8,04	0,16	9,78	5,38	3,05	0,94	"	1,96	1,22	4,42	99,99
488-1	48,34	13,21	1,48	5,89	6,83	0,13	8,92	8,06	2,67	0,92	"	1,06	0,99	2,08	100,58
479-1	51,40	18,95	1,88	7,94	3,16	0,10	3,16	1,45	1,48	2,55	1,73	5,62	He опр.	He опр.	100,35
479-2	59,50	14,68	1,60	10,32	0,57	С.л.	2,30	1,45	1,56	2,05	0,67	4,64	0,17	"	99,51
480-2	51,58	14,35	1,64	7,98	3,13	0,07	5,47	2,48	1,75	4,10	0,17	6,01	1,45	"	100,18

Липариты: обр. 415-8, 242-5, 247-4 — неизмененные, 205-5, 395-4, 504-7 — фельдшпатизированные; базальты: 470-1, 479-3, 488-1 — неизмененные, 479-1, 479-2, 480-2 — фельдшпатизированные. Химические анализы выполнены под руководством И. П. Гудонниковой.

грабена для оконтуривания рудных зон необходимо тщательно картировать продукты щелочного метасоматоза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Долгопольская Е. Ф., Ильинская М. Н., Николаев В. Г. Нижне-среднетриасовые вулканогенно-осадочные образования Кушмурунской депрессии (Тургайский прогиб). — Изв. АН СССР. Серия геол., 1976, № 6, с. 25—34.
2. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
3. Карагодин С. С., Верховцев В. А. Домеловые орогенные и внегесинклинальные вулканогенные формации Урала и их металлогения. — В кн.: Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирование в связи с вулканогенным рудообразованием. Киев, 1981, с. 32—33.
4. Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. — Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19, с. 5—11.
5. Коробов А. Д. Гидротермальная аргиллизация пермо-триасовых эффузивов Убаганской структурно-фациальной зоны Тургайского прогиба и ее роль в формировании бентонитов. Автореф. канд. дис. М., ГИН АН СССР, 1983.
6. Ксенофонтов О. К. Магматические и эндогенные рудные формации областей сочленения варисцид Урала и каледонид Казахстана (Тургайский прогиб). Автореф. докт. дис. Свердловский гос. ун-т, 1975.
7. Михайлов Б. М. Некоторые вопросы геохимии древней коры выветривания. — В кн.: Материалы совещания во Львове по исследованию и использованию глин. Львов, 1958, с. 157—163.
8. Михайлов Н. П. Эпигоренный тафротезис — заключительная стадия тектоно-магматического цикла. — Сов. геология, 1978, № 3, с. 43—53.
9. Набоко С. И. Метасоматизм пород и вертикальная зональность в областях современного магмопроявления. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., Наука, 1966, с. 17—25.
10. Набоко С. И. Физико-химические условия гидротермальной калишпатизации и альбитизации. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 2. М., 1970, с. 88—97.
11. Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., Недра, 1968.
12. Прокин В. А., Верховцев В. А. О металлогеническом районировании Урала. — Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 1, с. 180—183.
13. Соболевская В. Н. Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских платформ. М., Наука, 1973.
14. Millot G., Bonifas M. Transformations isolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et bauxitisation. — Bull. Serv. Carte Géol. d'Alsace et de Lorraine, 1955, vol. 8, p. 132—348.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.8.05 : 550.83 : 556.3.01

И. М. МЕЛЬКАНОВИЦКИЙ (ВСЕГИНГЕО)

Методологические основы гидрогеологической интерпретации геофизических данных при региональных исследованиях

Накопленные данные позволяют обосновать методологию интерпретации геофизической информации для разных видов региональных гидрогеологических исследований. Основная цель гидрогеологической интерпретации — определение геометрии гидрогеологических структур и гидрогеологических параметров разреза. Для осуществления такой интерпретации требуется выявление и исследование связей между геологическими, гидрогеологическими, географическими и геофизическими характеристиками природной среды.

Представим систему взаимосвязанных характеристик природных объектов состоящей из четырех подсистем, в пределах каждой из которых выделяется множество элементов, также связанных между собой (рис. 1). Между геологическими, гидрогеологическими и географическими характеристиками существуют явные причинно-следственные связи. Геофизические особенности сильно зависят от геологических и других условий природной среды, однако обратное влияние не столь универсально.

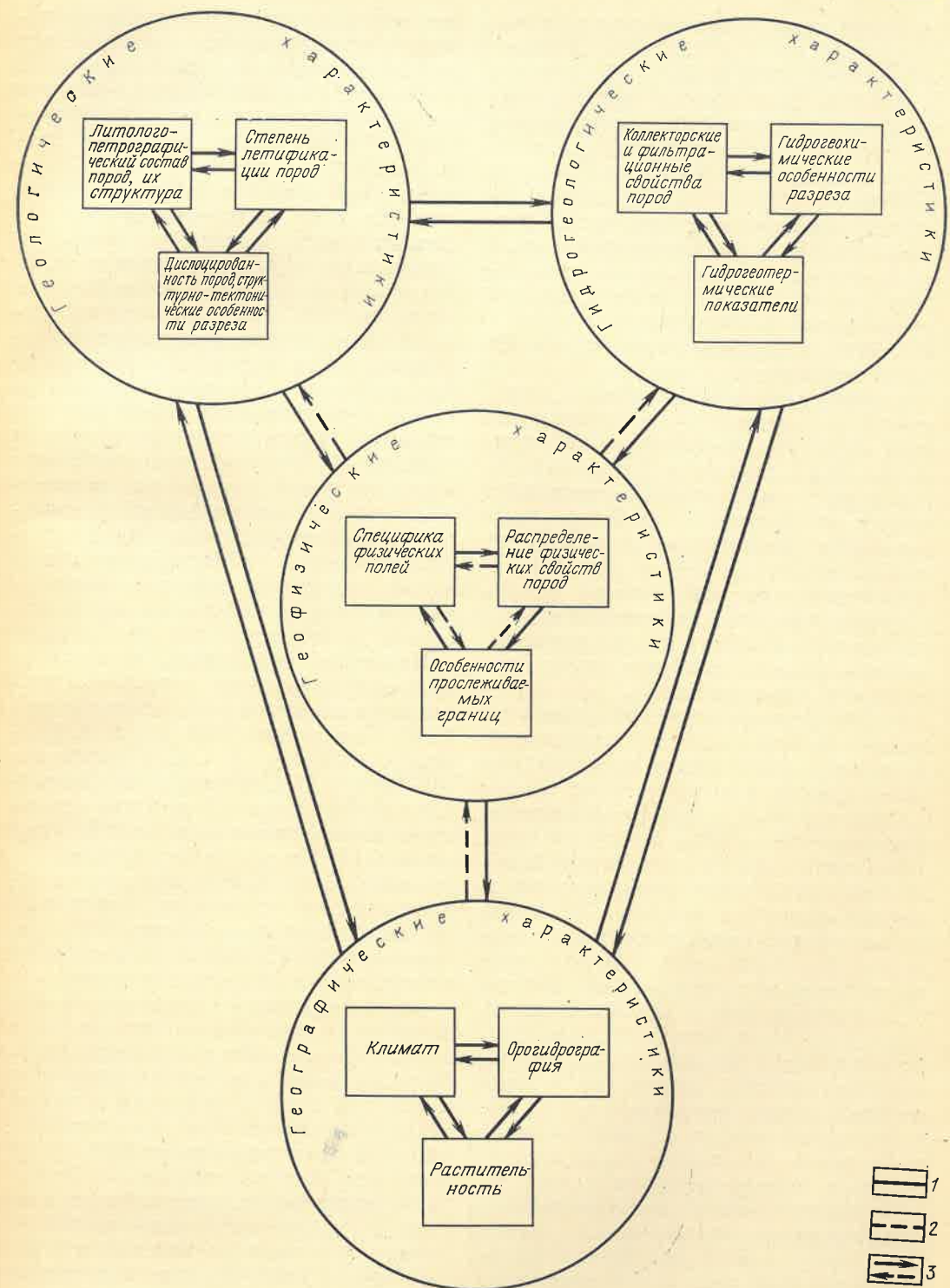


Рис. 1. Схема связей между основными геологическими, гидрогеологическими, геофизическими и географическими характеристиками
1 — сильные связи; 2 — слабые; 3 — направление связи

Тесная связь геофизических и гидрогеологических характеристик обусловлена рядом причин.

1. Вода (или водный раствор) по многим своим физическим параметрам в любых фазовых состояниях резко отличается от горных пород, которые она насыщает.

2. Объем воды в верхних частях разреза земной коры достаточно велик; с увеличением глубины залегания количество ее убывает, однако степень воздействия ее на горные породы в жестких термобарических условиях резко возрастает.

3. Вода чрезвычайно активна, подвижна и участвует практически во всех процессах, преобразующих породы [2, 3, 5]. Движение подземной воды даже в маломощных горизонтах меняет не только их свойства, но и параметры вмещающих водоупорных пород.

4. Физические свойства воды, фиксируемые геофизическими методами, меняются в зависимости от геологических условий, причем особенно резко при ее фазовых переходах.

5. Сам процесс движения подземной воды в пористых средах возбуждает физические поля, иногда заметные для их обнаружения наземными методами.

Региональные гидрогеологические исследования — сложная многоплановая задача; для ее разрешения необходимо привлечение геофизических и других косвенных методов. Успешное использование такой информации возможно на основе современных научных методик, в первую очередь системного подхода [9]. При этом в целях упрощения применяются системы морфологические, отдельные элементы которых связаны между собой лишь системой структурных отношений [15], и изолированные, т. е. существующие в границах, не допускающих поступления и выхода вещества и энергии.

Системный подход предусматривает моделирование геологической среды. Дж. Харбух [15] и ряд других исследователей выделяют два класса моделей — физические и символические. Эти модели могут быть использованы при гидрогеолого-геофизических региональных исследованиях.

Длительное развитие земной коры определило общие закономерности и

в то же время специфичность формирования разнообразных связей между гидрогеологическими, геофизическими и иными характеристиками объектов и их отдельных частей. Это способствовало созданию ряда естественных природных систем [2, 4, 7]. Для более глубокого изучения гидрогеологических объектов целесообразно представить их в виде моделей, учитывающих взаимосвязи наиболее важных геолого-гидрогеологических и геофизических характеристик. По региональным геофизическим данным целесообразно выделение таких моделей на трех уровнях генерализации природной обстановки: подземной гидросферы в целом; основных типов гидрогеологических структур (бассейнов), расположенных в верхней части гидросферы; водоносных, водоупорных и других комплексов (горизонтов), слагающих гидрогеологически стратифицированный разрез указанных структур. Рассматриваемые ниже модели весьма схематичны; по существу, это метамоделли.

Подземная гидросфера. Существует несколько вариантов зонального расчленения наземной гидросферы: схемы С. М. Григорьева (1971 г.), В. А. Ильина (1972 г.), Е. С. Гавриленко (1975 г.), О. К. Ланге и Н. И. Плотникова (1980 г.) и др. В качестве основы нами использована модель Е. В. Пиннекера [11] и др., учитывающая названные схемы. В этой модели выделены четыре зоны: аэрации, криолитозона, насыщения и надкритического состояния воды. Наименее изучены зоны, залегающие на большой глубине.

Зона насыщения охватывает значительную и наиболее важную в практическом отношении часть гидросферы. Нижняя граница ее определяется температурой и давлением воды в критическом состоянии. Вопрос о соотношении этой границы с известными границами земной коры спорный; ее связывают, например, с поверхностью Конрада [11]. Еще менее ясно положение более глубоких границ гидросферы.

Краткая геофизическая характеристика верхней части разреза зоны насыщения дается ниже; более глубокие горизонты рассмотрены (однако без гидрогеологической привязки) во многих работах [1, 6 и др.]. Уточнить положение глубинных границ подземной

гидросферы можно по результатам изучения термобарических условий. Используя известные приемы геотермического прогнозирования, примененные Ф. Бёрчем, Я. Б. Смирновым, А. А. Смысловым и др. (с привлечением данных о строении земной коры, значениях теплового потока, а также теплопроводности и интенсивности радиоактивной теплогенерации пород), мы составили карту глубин залегания изотермической поверхности при 400 °С, что примерно соответствует середине интервала критических температур чистой воды и рассола [11]. Погрешность определения глубины примерно 10 % [8, 13]. Расчеты проводились на основе данных Я. Б. Смирнова [13] о температурах и тепловых потоках в пределах границы Мохоравича. Таким образом, приближенно выделена нижняя граница зоны насыщения.

Как видно из рис. 2, в пределах артезианских бассейнов древних платформ зона насыщения глубоко погружена и захватывает не только всю земную кору, но и часть верхней мантии. Напротив, на площади бассейнов трещинных вод молодых горноскладчатых сооружений эта зона внедрена лишь в «гранитный» слой. В грубом приближении глубина изотермы 400 °С соответствует поверхности М; большее совпадение отмечается при сопоставлении изотермической поверхности 450 °С, т. е. критической температуры высокоминерализованной воды. Осредненные по территории СССР глубины до изотермической поверхности 450 °С и до поверхности М практически совпадают. Это подтверждает существенное влияние воды на формирование геологического строения земной коры [2, 7 и др.].

Аналогичным способом рассчитана глубина изотермической поверхности 1100 °С. Примерно при этой температуре резко увеличивается тепловая и электролитическая диссоциация воды, почти полностью исчезает в породах химически связанная вода, сами же породы переходят из кристаллического в аморфное либо частично расплавленное состояние [7, 11, 12]. Рассчитанные глубины до указанной поверхности варьируют от 50—80 до 200—250 км. Минимальные глубины уста-

новлены в наиболее «горячих точках» Земли. Сопоставление со сводными данными Н. А. Беляевского [1] показывает, что эта поверхность достаточно хорошо совмещается с установленными по сейсмологическим и геоэлектрическим материалам минимальными отметками кровли астеносферы. Таким образом, подошва земной коры и поверхность астеносферы (т. е. подошва литосферы) — важнейшие глубинные границы подземной гидросферы.

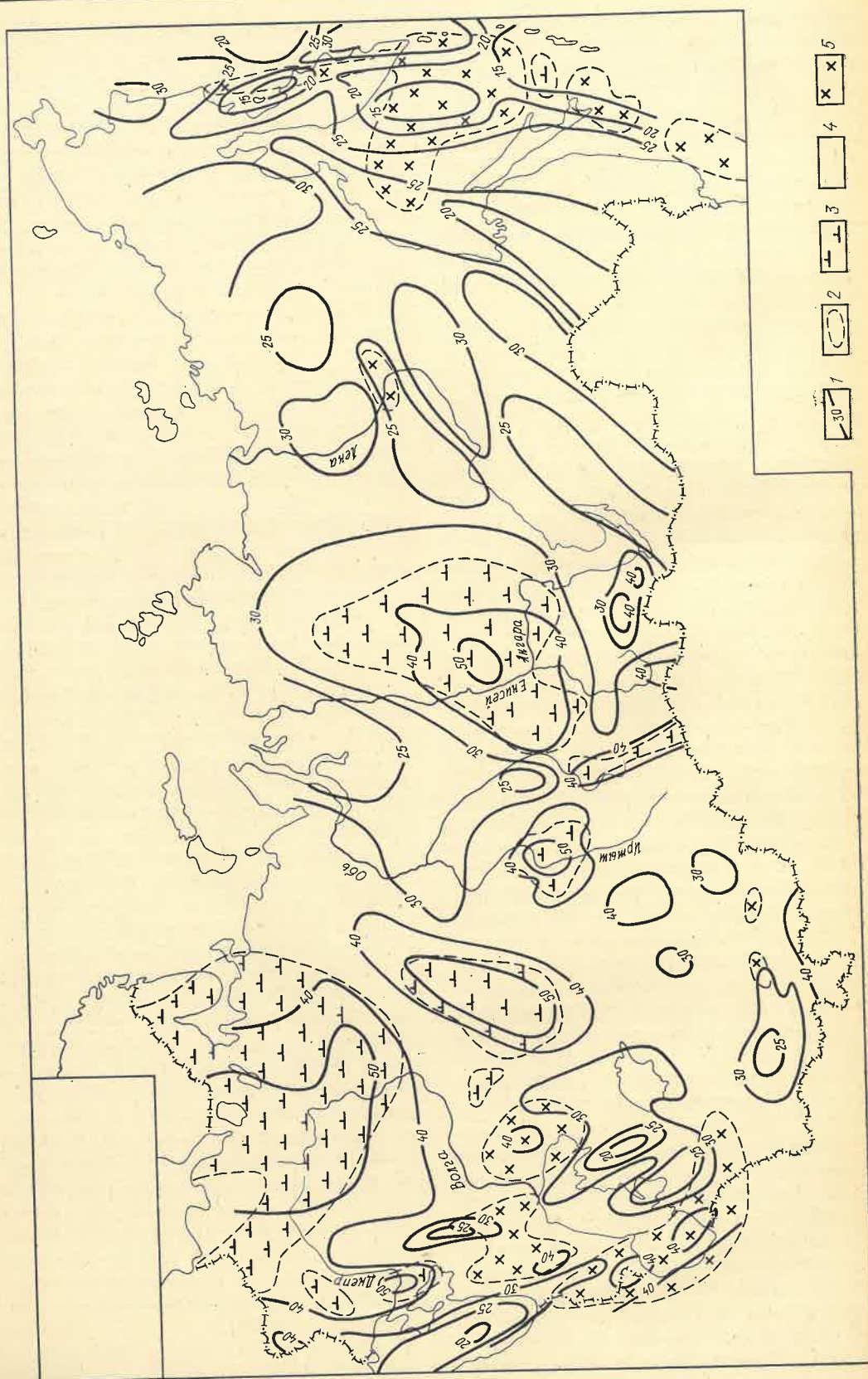
Гидрогеологические структуры. К основным типам гидрогеологических структур (бассейнов) можно отнести артезианские, адартезианские и вулканогенные бассейны, гидрогеологические массивы и адмассивы [3, 11, 14]. Обобщение геологических, гидрогеологических, географических и геофизических данных о гидрогеологических структурах территории СССР позволило составить их физико-геологические модели, кратко охарактеризованные в табл. 1. Установлено следующее.

1. Каждый тип гидрогеологических структур обладает специфической геофизической характеристикой.

2. Основные типы структур можно расположить в соответствии с изменением их гидрогеологических и геофизических характеристик в единый ряд: артезианские бассейны → адартезианские бассейны → гидрогеологические адмассивы → вулканогенные бассейны → гидрогеологические массивы. В этом ряду плотность и теплопроводность, электрическое сопротивление пород, а также скорость распространения упругих волн в них последовательно увеличиваются; наблюдаемые физические поля усложняются; вертикальный градиент изменения физических свойств уменьшается, а горизонтальный — увеличивается. Одновременно ухудшаются возможности латерального расчленения разреза по геофизическим данным и, напротив, заметно улучшаются возможности дифференцирования геологической среды на вертикальные блоки по разломам.

3. Для каждого типа структур обнаружена зависимость геофизических характеристик от геологического времени формирования складчатости (или осадконакопления).

В зоне распространения многолетнемерзлых пород в целом сохраняются



геофизические характеристики гидрогеологических структур, установленные в гумидной и аридной зонах. Существенно изменяются лишь геоэлектрические, сейсмогеологические и геотермические характеристики пород верхней части разреза, где распространены мерзлые толщи.

Приведенные геофизические характеристики гидрогеологических структур могут быть использованы как при планировании более детальных работ, так и при гидрогеологическом районировании территорий, недостаточно изученных традиционными методами (рис. 3).^{*} При этом целесообразно: 1) характеристики изучаемых структур рассматривать, учитывая приуроченность их к важнейшим геотектоническим структурам, геологическое время их образования, формационный состав пород и степень их литификации, а также климатическую зональность; 2) для выделения гидрогеологических структур вести сравнительный анализ, изучая смежные структуры, так как абсолютные значения геофизических параметров не всегда позволяют однозначно опознать те или иные структуры; 3) установление контуров гидрогеологических структур осуществлять по резким изменениям физических свойств пород и наблюдаемых полей; наиболее четкие границы фиксируются, когда они связаны с зонами крупных разломов.

Водоносные и водоупорные комплексы. Для водоносных и водоупорных комплексов пород, слагающих гидрогеологические структуры, составлена серия физико-геологических и математических моделей [8, 9 и др.]. Первые обеспечивают в основном гидрогеологическую стратификацию разреза^{**},

^{*} Схема составлена по материалам гидрогеологических и геологических исследований Б. Е. Антышко, А. А. Богданова, И. К. Зайцева, Н. Я. Кунина, Л. Г. Соколовского, Н. И. Толстихина, О. Н. Толстихина, Н. В. Роговской, А. Л. Яншина, а также геофизических исследований Мингео СССР, АН СССР и др.

^{**} Выделение зоны аэрации и толщ многолетнемерзлых пород также входит в задачу гидрогеологической стратификации разреза.

вторые дают возможность по геофизическим данным оценить важнейшие гидрогеологические параметры и вместе с исходной гидрогеологической информацией охарактеризовать гидродинамические, гидрогеохимические и гидрогеотермические условия в пределах комплекса и в целом в объеме структуры.

Составление физико-геологических моделей водоносных и водоупорных комплексов базируется на следующих объективных особенностях гидрогеологического разреза и его геофизических характеристик. Водоносные и водоупорные комплексы четко отделяются друг от друга по многим геофизическим параметрам, на их границах обычно наблюдается скачкообразное изменение физических свойств. Так, обломочные водоносные породы, залегающие среди глинистых водоупорных образований, отличаются сравнительно высоким электрическим сопротивлением. Напротив, трещиноватые кавернозные скальные водоносные породы в целом характеризуются низким сопротивлением, а массивные водоупорные — высоким. На контакте рыхлых обломочных пород и глинистых толщ обычно фиксируются хорошо прослеживаемые отражающие и преломляющие границы, хотя скоростная дифференциация внутри песчано-глинистых толщ невелика. Трещиноватые кавернозные породы характеризуются низкими скоростями распространения упругих волн в сравнении с массивными. Массивные породы в целом резко отличаются по этому параметру (в сторону увеличения) от трещиноватых скальных пород. Теплопроводность рыхлых обломочных пород существенно ниже, чем глинистых образований, а трещиноватых скальных — ниже массивных. По высоким значениям естественной радиоактивности резко отличаются глинистые толщи, а также другие породы, обогащенные глинистым материалом, что способствует выделению по данным каротажа водоупорных толщ.

Рис. 2. Карта равных глубин изотермической поверхности 400 °C [1, 13 и др.]

1 — линии равных глубин, км; 2 — след границ земной коры на изотермической поверхности; 3—5 —

области, где изотермическая поверхность расположена в пределах: 3 — верхней мантии Земли; 4 — «базальтового» слоя; 5 — «гранитного» слоя

Таблица 1

Сопоставление основных типов гидрогеологических структур *

Тип структур	Геологическая характеристика	Гидрогеологическая характеристика	Геофизическая характеристика	
Артезианские бассейны (АБ)	АБ платформенного типа	Пологое залегание пород, слабое развитие разрывной тектоники; породы преимущественно терригенные, карбонатные, хемогенные; верхняя часть разреза — в стадии диагенеза и раннего катагенеза, нижняя — преимущественно среднего катагенеза	Крупные бассейны пластовых вод; циркулируют напорные пластово-поровые и пластово-трещинные воды	Значения плотности пород σ , сопротивления ρ , скорости упругих колебаний v и теплопроводности λ максимальные в сравнении с параметрами других структур; с глубиной эти параметры увеличиваются, но по площади меняются незначительно; поля весьма спокойные, аномалии изометричны; тепловой поток q_t минимальный, особенно в пределах древних платформ; расчлененность разреза хорошая, выдержанная по всему бассейну
	АБ складчатых областей (межгорные АБ)	Охватывают впадины и прогибы кайнозойской складчатости и активизации; дислоцированность пород в целом слабая, усиливающаяся по периферии бассейнов; породы преимущественно терригенные, реже вулканогенные и карбонатные; литификация пород по сравнению с АБ платформенного типа более значительная	Аналогичны АБ платформенного типа, но имеют меньшие размеры и более заметную изменчивость свойств	Аналогична характеристике межгорных бассейнов и АБ платформ, однако отмечается увеличение параметров σ , ρ , v , λ ; поля более дифференцированы, аномалии вытянутой формы; разрез расчленяется хорошо, но из-за сложной тектоники прослеживаемость горизонтов заметно ухудшается
Адартезианские бассейны	Приурочены к областям палеозойской и более молодой складчатости и средне- и верхнепалеозойским впадинами и прогибам, а также внутренним зонам краевых прогибов всех складчатых эпох; по характеру дислоцированности пород приближаются к межгорным АБ; породы терригенные, реже карбонатные и вулканогенные, в стадии среднего катагенеза	Бассейны пластово-трещинных и трещинных вод, приуроченные к отрицательным структурам и отрицательным формам рельефа	Промежуточные значения параметров между параметрами межгорных АБ и гидрогеологических массивов (см. ниже); расчленение разреза возможно, однако резко ухудшается из-за в целом его слабой дифференцированности и мешающего влияния разломной тектоники. По вертикали физические параметры меняются слабо, а по площади весьма заметно; геотермические близки к таковым гидрогеологических массивов и в основном определяются возрастом складчатости	
Вулканогенные супербассейны	Развиты преимущественно в эвгеосинклинальных зонах и краевых вулканических поясах кайнозойской складчатости; состав: преимущественно основные эффузивные породы и их пирокластические аналоги в стадии среднего катагенеза	Бассейны трещинно-пластовых и трещинных вод в вулканогенных породах, наложенные на АБ либо на другие типы бассейнов	Приближаются к адартезианским бассейнам и адмассивам; особенность — обилие магнитно-активных пород, создающих весьма интенсивные аномалии; возможно расчленение как разреза самих супербассейнов, так и отделение их в целом от подстилающих структур	

Продолжение табл. 1

Тип структур	Геологическая характеристика	Гидрогеологическая характеристика	Геофизическая характеристика
Гидрогеологические адмассивы	Охватывают преимущественно верхние ярусы кайнозойской и мезозойской, реже палеозойской складчатости; складчатость пологая, много разрывных нарушений; состав пород и степень их литификации примерно как в адартезианских бассейнах	Бассейны трещинных и трещинно-пластовых вод, приуроченные к положительным структурам и положительным формам рельефа	Занимают промежуточное положение между адартезианскими бассейнами и гидрогеологическими массивами (ближе к первым)
Гидрогеологические массивы	Приурочены к кристаллическим щитам, древним ядрам и нижним ярусам палеозойских и более молодых складчатых сооружений; интенсивная складчатость, обильные разломы; главным образом метаморфический и магматический комплекс пород в стадии позднего катагенеза и регионального метаморфизма	Бассейны трещинных и трещинно-жилых вод	Значения параметров ρ , v , σ , λ максимальны; резко дифференцированы естественные геофизические поля, которые характеризуют неоднородность среды главным образом по площади; удается лишь отделить зону экзогенной трещиноватости от массивных пород, а также проследить разломы

* По данным работ [1—4, 6, 8, 11—14 и др.].

При построении математических моделей в сравнительно простых случаях используют разного рода стохастические связи (иногда сочетающиеся и с функциональными), а в более сложных — методы распознавания образов. В целом при оценке гидрогеологических параметров (особенно фильтрационных) по данным косвенной информации максимально реализуются возможности составления моделей, учитывающих связи между самыми разнообразными характеристиками.

Рассмотрим наиболее типичные случаи применения моделей, основанных на корреляционных связях. Достаточно часто используются непосредственные зависимости какого-либо гидрогеологического параметра от геофизического, которые часто аппроксимируются в виде степенных функций, например, связи коэффициента фильтрации и минерализации с удельным электрическим сопротивлением, водопроводимости — с поперечным сопротивлением, теплопроводности — с объемной плотностью или скоростью упругих колебаний. Парные связи применяются в наиболее простых случаях при изучении

мощных выдержанных по свойствам однородных толщ, залегающих на сравнительно небольшой глубине.

Применение моделей, основанных на многомерных связях, позволяет разрешить более сложные задачи. При оценке гидрогеологических параметров в качестве аргументов используются физические свойства пород (электрическое сопротивление, скорость распространения упругих волн и др.). Как правило, большинство привлекаемых параметров имеют логнормальное распределение, а многие геофизические величины можно мультипликативно расчленить в зависимости от обуславливающих их причин. Поэтому многомерные связи часто выражают в виде суммы логарифмических функций; возможны, конечно, и более сложные зависимости.

Модели могут быть основаны и на многоступенчатых связях. Например, при геотермическом прогнозировании в Сырдарьинском и Западно-Сибирском бассейнах нами сначала по корреляционным связям гравиметрических и сейсмических наблюдений (с учетом результатов бурения) оценивалась

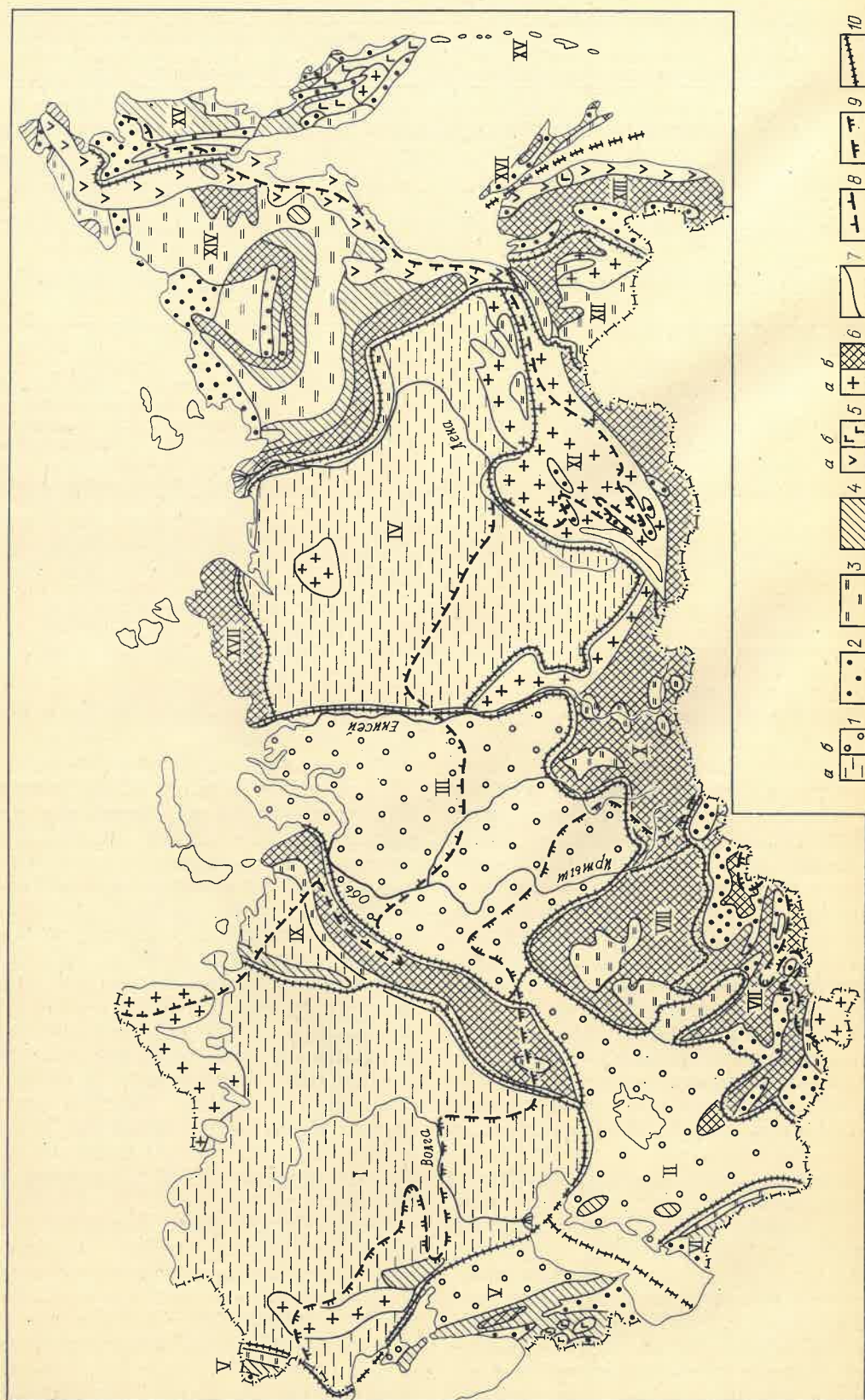


Рис. 3. Схема гидрогеологического районирования территории СССР

1-6 — основные типы гидрогеологических структур: 1 — артезианские бассейны платформенного типа (а — в пределах древних платформ, б — молодых платформ); 2 — то же, межгорных и предгорных впадин; 3 — адартезианские бассейны и близкие к ним (по геофизическим данным) гидрогеологические структуры; 4 — гидрогеологические адмассивы и близкие к ним (по геофизическим данным) структуры; 5 — вулканогенные супербассейны (а — палеотипного облика, б — кайнотипного облика); 6 — гидрогеологические массивы и близкие к ним (по геофизическим данным) структуры в областях преимущественного распространения пород (а — метаморфических и интрузивных, б — терригенных, вулканогенных и карбонатных, значитель-

объемная плотность пород, затем аналогичным способом — зависимость между плотностью и теплопроводностью, после чего устанавливалась температура на заданной глубине. В западной части Волго-Камского бассейна изучался рельеф поверхности пород карбонатного комплекса, а затем глубины коррелировали с водообильностью карбонатных пород и степенью минерализации насыщающих их вод [8].

При использовании многоступенчатых связей в результате неоднократных преобразований утрачивается часть информации, а также увеличивается погрешность решений. Однако к таким построениям приходится прибегать потому, что в распоряжении интерпретатора часто имеются лишь конечные геологические материалы, построенные по геофизическим данным. В других случаях при современном состоянии теоретических разработок невозможно непосредственно связать геофизические данные с гидрогеологическими показателями. В целом к многоступенчатым связям приходится обращаться потому, что геологическая интерпретация геофизических данных, как и гидрогеологическая интерпретация геологических, разработаны более основательно, чем гидрогеологическая интерпретация геофизической информации.

Наиболее перспективны модели, использующие гибридные или смешанные связи и позволяющие привлечь максимальную информацию, что существенно повышает достоверность решений. Гибридные зависимости включают как непосредственные связи геофизических характеристик с гидрогеологическими, так и многоступенчатые, через геологические особенности. Так, при оценке

водообильности известняков $C_3 - P_1$ Московского артезианского бассейна нами использовалась многообразная информация: геофизическая (продольная проводимость пород верхнего терригенного комплекса, сопротивление названных известняков), геологическая (глубина до поверхности известняков и до поверхности кристаллического фундамента) и др. Для изучения фильтрационных свойств глубоких горизонтов Азово-Кубанского бассейна при составлении корреляционной связи привлечены данные каротажа, петрофизических исследований керна, геологические и гидрогеологические сведения о глубине изучаемых комплексов, их мощности и т. п.

Особенно целесообразны применяемые в последние годы смешанные математические модели, сочетающие как жесткие детерминированные, так и случайные вероятностные связи.

Эффективно при изучении гидрогеологических параметров по геофизической информации применение метода распознавания образов. Достоинство его заключается в возможности использования как количественной, так и качественной информации. Методом распознавания образов с предварительным обучением программы мы осуществляли оценку минерализации глубоких напорных вод в Сырдарьинском артезианском бассейне и изучение фильтрационных свойств упомянутых выше карбонатных пород в Московском.* При исследовании крупной геотермальной системы на Камчатке метод применен в варианте без пред-

* Кроме названных выше количественных характеристик привлекались качественные: наличие современных и древних погребенных долин, зон разломов, флексур и др.

но уплотненных, метаморфизованных); 7-10 — границы: 7 — гидрогеологических структур, 8 — областей многолетнемерзлых пород, 9 — областей распространения грунтовых вод континентального засоления, 10 — гидрогеологических областей, выделенных на схеме гидрогеологического районирования СССР (1976 г.): I-IV — платформенные области (I — Русская, II — Туранская, III — Западно-Сибирская, IV — Восточно-Сибирская); V-XVII — складчатые области (V — Карпатская и Крымско-Кавказская, VI — Копетдагско-Большебалханская, VII — Тяньшаньско-Джунгаро-Памирская, VIII — Центральноказахстанская, IX — Тимано-Уральская, X — Саяно-Алтайско-Енисейская, XI — Восточно-Сибирская, XII — Зейско-Бурейская, XIII — Сихотэ-Алиинская, XIV — Верхояно-Чукотская и Корьянская, XV — Камчатско-Курильская, XVI — Сахалинская, XVII — Таймырская)

Таблица 2

Схема обработки геофизических материалов при региональных гидрогеологических исследованиях

Этап работ	Содержание
I. Подготовительные операции	Обоснование целевого задания: формулировка задач; определение масштаба результативных карт и разрезов, площади и глубины исследований и т. п. Систематизация первичной информации: сбор и систематизация различных фондовых материалов и данных специальных полевых работ
II. Геофизическая интерпретация	Анализ физических полей: описание морфологии, тренд-анализ и т. п. Прослеживание границ в геологической среде, пластово-блоковое расчленение разреза. Определение физических свойств выделенных тел по данным лабораторных исследований и интерпретации физических полей
III. Гидрогеологическая интерпретация геофизических данных	Интерпретация по основным направлениям исследований: геометризация объектов на различных уровнях исследований, оценка важнейших гидрогеологических параметров отдельных комплексов и т. п. (см. рис. 1). Комплексная интерпретация с целью решения теоретических и практических задач: гидрогеологическое районирование; изучение закономерностей формирования и зональности подземных вод; оценка региональных ресурсов и обнаружение месторождений подземных вод; исследования в связи с гидромелиорацией земель, захоронением промстоков, прогнозированием землетрясений и т. д.
IV. Обобщающие выводы	Анализ геолого-экономической эффективности выполненных работ. Определение путей дальнейшего совершенствования методики геофизических исследований

варительного обучения. Требовалось выявить положение зоны глубинного разлома, к которому, по гидрогеологическим данным, привязана система. Были привлечены геологические, геофизические, аэроландшафтные, гидрогеохимические, гидрогеотермические (поверхностные проявления) признаки. В результате были намечены зоны различной перспективности, вытянутые вдоль предполагаемого разлома. Ранее пробуренные скважины, давшие высокотермальные воды, совпали с наиболее перспективной зоной, что использовалось для обоснованного заложения новых скважин.

При изучении крупных бассейнов часто приходится сталкиваться с невозможностью (или нецелесообразностью) составления корреляционных

связей, охватывающих весь объект, из-за его значительной разнородности. В таком случае необходимо сочетание метода распознавания образов с корреляционным анализом: определяют оптимальное количество разнородных районов, используя программу распознавания (классификации) без предварительного обучения, и строят корреляционные связи и соответствующие модели для них.

Основные этапы работ, выполняемых при гидрогеологических исследованиях с помощью геофизических методов приведены в табл. 2. Весь процесс обработки материалов представляет собой единую систему, связанную прямыми и обратными связями, что придает интерпретации итерационный характер. Нами рассмотрена общая методология

гидрогеологической интерпретации региональных геофизических данных. Конкретные приемы интерпретации и ее примеры приведены в работах [8, 10, 13 и др.].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белявский Н. А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М., Недра, 1981.
2. Вернадский В. И. Размышления натуралиста. М., Наука, 1977.
3. Гидрогеология СССР. Сводный том, вып. 1. Под ред. Н. В. Роговской. М., Недра, 1976.
4. Караванов К. П. Об объекте и предмете современной гидрогеологии. — В кн.: Формирование подземных вод как основа гидрогеологических прогнозов. М., 1982, с. 47—54.
5. Куликов Г. В., Балашов Л. С., Бондаренко С. С. Изучение закономерностей формирования размещения месторождений промышленных, минеральных и термальных вод. — Сов. геология, 1981, № 9, с. 3—12.
6. Кунин Н. Я. Комплексование геофизиче-

ских методов при геологических исследованиях. М., Недра, 1974.

7. Ланге О. К., Плотников Н. И. Научное содержание современной гидрогеологии. Основные понятия и определения. М., Изд-во МГУ, 1980.
8. Мелькановицкий И. М. Региональные геофизические исследования гидрогеологических условий артезианских бассейнов. М., Недра, 1975.
9. Огильви А. А. Методологические основы современной инженерной геофизики. — Инженерная геология, 1982, № 2, с. 3—17.
10. Огильви Н. А. Физические и геологические поля в гидрогеологии. М., Наука, 1974.
11. Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология/Е. В. Пиннекер, Б. И. Писарский, С. Л. Шварцев и др. Новосибирск, Наука, 1980.
12. Смирнов С. И. Введение в изучение геохимической истории подземных вод. М., Недра, 1974.
13. Смирнов Я. Б. Тепловое поле территории СССР. М., изд. ГУГК, 1980.
14. Толстихин Н. И., Кирюхин В. А. Введение в региональную гидрогеологию. Л., изд. ЛГИ, 1980.
15. Харбух Дж., Бонам-Картер Г. Моделирование на ЭВМ в геологии. М., Мир, 1974.



РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24(049.32)

А. Е. ДОВЖИКОВ (ВСЕГЕИ)

О монографии Е. И. Паталахи „Генетические основы морфологической тектоники“*

Работа Е. И. Паталахи вызывает живой интерес у геологов, работающих в сложноскладчатых областях, особенно занимающихся вопросами крупномасштабной геологической съемки и реконструкции литостратиграфических разрезов. Ряд ее положений приведет к необходимости пересмотра некоторых традиционных представлений структурной геологии (условий возникновения кливажа, соотношений кливажа и складчатости, подобия складок разных порядков и пр.). В ней изложены взгляды автора на условия развития складчаточешуйчатых дислокаций, к которым он пришел в процессе многолетних детальных исследований морфологии складчатых структур и текстур деформирующихся толщ в Казахстане.

Развитие взглядов автора было достаточно длительным и сложным. Начав с основных положений, сложившихся в классической структурной геологии, он впоследствии в значительной мере их пересмотрел. У геологов всегда доминировало весьма простое представление

о возникновении складок в результате изгиба слоев при боковом сжатии; анализу обычно подвергались двумерные модели дислокаций, изображенные на геологических разрезах. Однако любые деформации слонстой текстуры, чем бы они ни были вызваны и как бы ни проходили, приведут к возникновению складок. Это достаточно ясно показывают попытки моделирования дислокаций в экспериментальных условиях.

В рецензируемой работе Е. И. Паталаха рассматривает дислокационный процесс прежде всего как объемную деформацию породного вещества, и в этом одно из главных преимуществ его методики.

Как вполне обоснованно показал автор, в основе дислокационного (складчатого) процесса лежит непороговое вязкое течение породного вещества с образованием кливажа, которое возникает в условиях сдвиговых напряжений при противонаправленных перемещениях блоков по разрывам. Соотношения между этими процессами отражены в предлагаемой Е. И. Паталахой формуле: разрыв — кливаж — складка. Утверждение приоритета

* Алма-Ата, Наука, 1981, 171 с.

разрывов и сколов над складками кажется по меньшей мере странным для геологов, связавшихся с традиционным представлением о том, что разрывы сплошности возникают в результате превышения предела пластической деформации при формировании складок изгиба. Более чем сорокалетний опыт изучения складчато-чешуйчатых дислокаций Южного Тянь-Шаня привел как рецензента, так и автора, к заключению, что крутопадающие, первичные по отношению к складкам чешуи оказываются ведущим типом дислокаций в складчатых зонах этой системы. Разрезы различных районов мира, иллюстрирующие книгу, показывают очень широкое распространение чешуйчато-блоковых дислокаций.

Складчатость часто рассматривают как единый процесс, охватывающий огромные территории. Различают типы складчатости: полную и неполную, альпинотипную и германотипную, складчатость основания и покрова и т. д. Между тем анализ дислокаций и реконструкция условий их возникновения возможны только при изучении отдельных форм и их сочетаний в конкретной историко-геологической обстановке. Признание дискретности складчатого процесса и выяснение закономерностей сочетания отдельных форм — единственный рациональный путь анализа.

В этом отношении разработанный Е. И. Паталахой метод выделения тектонофаций весьма эффективен. Выделяемые им десять тектонофаций отражают последовательный ряд степеней дислоцированности от слабых первичных наклонов слоев до динамосланцев с общим субвертикальным залеганием. Этот ряд распадается на три группы, отвечающие юной, зрелой и дряхлой складчатости. Важно, что критерии выделения тектонофаций охватывают не только морфологию дислокаций, но и учитывают степень деформации и преобразования породного вещества.

Рецензент не рассматривает некоторые важные следствия выводов автора для понимания условий развития динамометаморфизма, и в частности зеленосланцевого метаморфизма барического типа. Это особая тема. Существенно, что выделение тектонофаций в природных разрезах по легко фиксируемым в поле признакам дает возможность отчетливо выявить дискретность складчатого процесса, а следовательно, и обнаружить причины дислокаций в каждом отдельном случае. Именно эта методика и позволила Е. И. Паталахе придти к выводу о ведущей роли разрывов в общем процессе деформаций слоистых толщ.

Выделение тектонофаций в геологических разрезах Каратау (Южный Казахстан) показало, что в природе различные члены тектонофацального ряда сочетаются по-разному, соседство слабо и интенсивно дислоцированных пород отнюдь не редкость, а захват более интенсивными дислокациями сравнительно слабо нарушенных пород происходит в пространстве со временем. По существу, это означает, что так называемая германотипная складчатость является начальной стадией альпинотипной, или полной, и между ними как членами одного ряда нет принципиальной границы. Это положение хотелось бы полностью поддержать.

Для понимания процесса дислокаций очень важен вывод автора о постепенном повороте

чешуйчатых блоков вокруг горизонтальной оси, параллельной простиранию, вплоть до субвертикального залегания для дряхлых форм складчатости. Выявление этой особенности дислокационного процесса снимает проблему пространства при складчатости. При этом становится очевидной нереальность палинастических реконструкций, основанных на представлениях об общем сжатии и пластическом изгибе слоев.

Правда, рассматривая особенности поворота блоков для ряда крутопадающих чешуй, последовательно надринутих друг на друга по восстановлению и создающих многократное повторение разреза, автор считает, что эти антитектические повороты происходят по дугообразным, выполаживающимся на глубине разрывам. При этом допускается непоследовательность и использование двумерной геометрии для объемных дислокаций. Эти построения в известной мере противоречат выводам Е. И. Паталахы о сдвиговых деформациях пород и слоев при проскальзывании по кливажным поверхностям. Здесь, видимо, сказывается влияние материалов по Малому Каратау, где такое выполаживание чешуйчатых разрывов на глубине связано с особенностями строения разреза, обуславливающего возможность срыва фаменско-нижекаменноугольных известняков по нижележащим пластичным горизонтам.

Наблюдения над чешуйчатыми структурами Южного Тянь-Шаня при относительных превышениях в 2—3 км показывают, что крутопадающие разрывы сохраняют свое падение на глубину, и сдвиговым смещением в вертикальной плоскости охвачена вся масса блока. При наиболее контрастных перемещениях смежных блоков иногда возникает выполаживание по восстановлению с образованием козырьковых надвигов. Единственный для Средней Азии случай выполаживания разрывов по падению относится к вергентным дислокациям мезо-кайнозойских отложений Таджикской депрессии, но и там в основании разреза имеются пластичные гипсоносные горизонты.

Выполненный Е. И. Паталахой анализ складчатых (складчато-чешуйчатых) деформаций объясняет достаточно известное, но непонятное с позиций двумерной деформации изгиба резкое несоответствие между крутыми падениями интенсивно дислоцированных толщ и пологим залеганием зеркал складчатости. Очень часто в вергентных структурах при недостаточно разработанной стратиграфии это явление приводит к многократному из-за повторения разреза в чешуях преувеличению мощностей и вызывает затруднения при построении геологических разрезов.

Консидиментационная макроструктура складчатых зон на стадии даже интенсивной (дряхлой) складчатости при общем субвертикальном залегании деформируется незначительно. Подобная ситуация возникает при развитии системы вергентных чешуйчатых разрывов с небольшими перемещениями по ним и поворотом заключенных между ними блоков относительно горизонтальной оси. Е. И. Паталаха считает, что такая система дислокаций развивается параллельно краевым или глубинным разломам и непосредственно связана с перемещением их крыльев. По нашему мнению, ав-

тор здесь преувеличивает воздействие подобных крупных разломов на процесс деформаций. Как консидиментационные, так и последующие перемещения по краевым (глубинным) разломам относительно невелики, хотя они обладают значительной протяженностью, глубиной заложения и образуют скелет структурного плана региона.

В данном случае в построениях автора выделяется важное звено — крупные прогибы и поднятия (структурно-формационные зоны складчатых систем), заложение и развитие которых непосредственно контролируются разломами глубокого заложения. В этих прогибах формируется иногда достаточно сложная консидиментационная структура, а ее деформации в процессе инверсии приводят к возникновению складчато-чешуйчатой структуры. Естественно, что при этом сохраняется субпараллельность простираний элементов структуры всех рангов: глубинных разломов, структурно-формационных зон и деформаций их осадочного заполнения.

Эти соотношения подтверждаются опытом изучения геологических условий становления палеозойской складчатой чешуйчатой структуры Южного Тянь-Шаня. Данные Е. И. Паталахы также указывают на это. Так, на рис. 96 (II и III) хорошо видно, что при общих северо-западных простираниях границы зон дислокаций различной интенсивности подчинены крупной структуре и на юго-востоке контролируются ее замыканием, а не непосредственно Каратауским разломом.

Региональные историко-геологические условия развития складчато-чешуйчатых дислокаций почти не рассматриваются автором, и это определенный недостаток работы. Впрочем, Е. И. Паталаха и не ставит перед собой эту задачу, ограничивая свой анализ изучением морфологии структур и деформаций породного вещества.

Нечетко также определено понятие тектонического потока, инициирующего складчато-чешуйчатые дислокации. В представлении автора тектонический поток одновременно охватывает всю зону дислокаций. Хотя, по мнению рецензента, причиной деформаций пород являются движения на границе развивающегося поднятия и прогиба, смещающейся по мере развития поднятия в пространстве со временем (фронт складчатости, по А. Е. Довжикову, 1977 г.).

Недостаточно внимания уделено вопросу о соотношении дислокаций смежных структурных этажей. При этом автор мог бы обнаружить явления, хорошо подтверждающие его общие представления. Весьма интересным был бы также анализ условий формирования крупных антивергентных (дивергентных) структур и их веерообразности. Здесь могут открыться новые возможности выявления динамических причин складчато-чешуйчатых деформаций.

Однако все это не столько недостатки работы, сколько дальнейшие направления разработки генетических основ морфологической тектоники, принципы анализа которых определены Е. И. Паталахой на солидном материале полевых исследований. Эти основы представляются весьма рациональными и отвечающими действительности для районов Южного Тянь-Шаня.

Остается сожалеть, что это очень важная для структурной геологии, региональных исследований и крупномасштабных геологических съемок работа издана тиражом всего 800 экземпляров и недоступна широким кругам геологов. Было бы целесообразно повторить ее издание, причем существенно большим тиражом.

Содержание

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ	РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА
Ильин В. Д., Кутузова Н. И., Смирнов Л. Н. Влияние тектонических нарушений на ловушки нефти и газа в локальных поднятиях 3	Можаяев Б. Н., Жученко А. Г. Геоиндикационный метод дешифрирования аэро- и космических снимков — состояние и перспективы 60
Высоцкий Э. А., Кислик В. З., Силичка А. М. Анализ строения соленосных формаций при поисках залежей углеводородов 10	Басов В. А., Патрунов Д. К. Особенности геологического развития Атлантического океана в мезозое 65
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ	Рогоза О. И., Чацкий В. П., Прямова Л. А. О геологическом строении Михайловской мульды (северо-западный шельф Черного моря) 71
Энтин А. Р., Соболев Э. В., Ольховик Ю. А., Рудник В. А., Белоусов В. М. Условия формирования Селигдарского апатитового месторождения (Центральный Алдан) 17	МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ
Орлов В. П., Кузьмин Г. И., Иванов В. И. Закономерности размещения легкообогащаемых железистых кварцитов в Михайловском рудном районе КМА 27	Романовский С. И. Методология решения задач седиментационной цикличности 77
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	Эпштейн Е. М., Кабаньков В. Я. Глубина формирования и рудоносность массивов ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов 85
Овнатанова Н. С., Кононова Л. И. Корреляция верхнедевонско-нижнетурнейских отложений европейской части СССР по конодонтам 32	Тихонов В. А. Формирование красноцветных моласс в девонских наложенных впадинах (Северный Казахстан) 98
Головенко В. К. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии докембрия: надежды и реальность 43	Коробов А. Д. Особенности развития щелочного метасоматоза (Кушмурунский грабен, Тургайский прогиб) 109
Брежнев В. Д., Бурков Ю. К., Удалова А. А. Литолого-стратиграфическая и геохимическая корреляция отложений нижнего палеозоя в западной части Южного Тянь-Шаня 54	ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ
	Мелькановицкий И. М. Методологические основы гидрогеологической интерпретации геофизических данных при региональных исследованиях 114
	РЕЦЕНЗИИ
	Довжиков А. Е. О монографии Е. И. Паталахи «Генетические основы морфологической тектоники» 125

Contents

ENERGY RESOURCES	MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY
Ilyin V. D., Kutuzova N. I., Smirnov L. N. Effect of tectonic dislocations onto oil and gas traps in local uplifts 3	Basov V. A., Patrunov D. K. Features of geological evolution of the Atlantic Ocean in the Mesozoic 65
Vysotskiy E. A., Kislik V. Z., Sinichka A. M. Analysis of the salt-bearing formations in searches for hydrocarbons 10	Rogoza O. I., Chaititskiy V. P., Pryamkova L. A. On the geological structure of the Mikhaylovskaya Trough (northwestern shelf of the Black Sea) 71
METALS AND NON-METALS	MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY
Entin A. P., Sobotovitch E. V., Olkhovik Yu. A., Rudnik V. A., Belousov V. M. Conditions of formations of the Seligdar apatite deposit, Central Aldan 17	Romanovskiy S. I. Methodology for solving sedimentation cyclic recurrence tasks 77
Orlov V. P., Kuzmin G. I., Ivanov V. I. Laws governing the distribution of easily enrichable ferruginous quartzite in the Mikhaylovskiy ore-bearing region, the Kurskaya Magnitnaya Anomaliya 27	Epshtein E. M., Kabankov V. Ya. Formation depth and ore content of the ultramafite, ijolite and carbonatite massifs 85
STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY	Tikhonov V. A. Formation of redcolored molassas in superimposed Devonian depressions, North Kazakhstan 98
Ovnatanova N. S., Kononova L. I. Correlation of Upper Devonian-Lower Tournaisian deposits of the European part of the USSR on the basis of conodonts 32	Korobov A. D. Features of the alkaline metasomatism (the Kushmurunskiy Graben, Turgayskiy Trough) 109
Golovenok V. K. Stromatolites and microphytolites in the Precambrian stratigraphy: expectations and reality 43	HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY
Brezhnev V. D., Burkov Yu. K., Udalova A. A. Lithologic-and-stratigraphic and geochemical correlation of the lower Paleozoic sediments in the western part of the Tien Shan 54	Melkanovitskiy I. M. Methodological bases for hydrogeological interpretation of geophysical data in regional investigations 114
REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS	BOOK REVIEWS
Mozhaev B. N., Zhuchenko A. G. Geoindicating method of interpretation of aero- and space imagery: present state and prospects 60	Dovzhikov A. E. On the book „Genetic bases of morphological tectonics“ by E. I. Patalakhi 125

Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Е. В. Воробьева
Корректор В. А. Бобринская

Сдано в набор 25.06.84. Подписано в печать 17.07. 4.08.84 г. Т-12181. Формат 70×108¹/₁₆.
Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отт. 11,72. Уч.-изд. л. 13,15.
Тираж 3240 экз. Заказ № 1097.

Адрес редакции: 123812 ГСП, Москва, Бол. Грузинская, 4/5
Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

Цена 1р.60к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1984, №8, 1-128