

В. Е. БОРДОН

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ
СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ
ДЕВОНСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ
ПРИПЯТСКОЙ
ВПАДИНЫ

АКАДЕМИЯ НАУК БССР
Институт геохимии и геофизики

В. Е. БОРДОН

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ
СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ
ДЕВОНСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ
ПРИПЯТСКОЙ
ВПАДИНЫ

186a

Издательство «Наука и техника»

Минск 1976



Бордон В.Е. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ. Мясск, "Наука и техника", 1976, 132 с.

В книге показаны особенности геологического строения и истории развития Припятской впадины. Дана характеристика нормального геохимического поля девона Белоруссии и выявлена зависимость между распределением химических элементов и геологическим строением, литологией, тектоникой, геотермическими особенностями региона.

Приведены кларки петрогенных и малых элементов в различных типах пород по стратиграфическим подразделениям, показано наличие вертикальной и латеральной геохимической зочальности девонских отложений, описаны основные типы геохимических палеоландшафтов. Большое внимание уделено исследованиям возмущений нормального геохимического поля, оценке метадолносности девонских отложений впадины и геохимическим методам поисков нефти.

Книга рассчитана на геологов, геохимиков и студентов геологического профиля.

Таблиц 15. Иллюстраций 24. Библиография — 102 названия.

Научный редактор

кандидат геолого-минералогических наук
И.И.Урьев

Рецензенты:

кандидат геолого-минералогических наук Л.В.Былино и
кандидат технических наук А.П.Анпилов

ПРЕДИСЛОВИЕ

Территория Белоруссии занимает западную часть Русской плиты Восточно-Европейской платформы. Здесь выделяются два структурных этажа: кристаллический фундамент архейско-среднепротерозойского возраста и осадочный чехол, сложенный верхнепротерозойскими, палеозойскими и мезо-кайнозойскими отложениями. Одним из основных структурно-тектонических элементов территории республики, выделенной по глубине залегания поверхности кристаллического фундамента, является Припятская впадина, расположенная на юго-востоке Белоруссии. Как отрицательная структура она была выделена еще в конце 20-х—начале 30-х годов в работах Е. В. Оплокова, Д. Ф. Архангельского, Н. С. Шатского и др. и с тех пор является объектом изучения геологов различных специальностей. Геологические, геофизические, литологические, палеонтологические и другие исследования (особенно проведенные в последнее десятилетие) позволили выяснить многие детали строения территории Припятской впадины и открыть ряд ценных полезных ископаемых, приуроченных к различным стратиграфическим подразделениям осадочного чехла. Это в основном каменные и калийные соли, нефть, горючие сланцы, проявления углей, меди и др.

Однако в геохимическом отношении осадочный чехол Припятской впадины изучен сравнительно плохо. Имеющиеся работы касаются в основном геохимии битумов, нефтей, органического углерода, т.е. связаны с изучением нефтеносности (Лапуть, Гармашева, 1966; Лапуть, 1970; Лукашев и др., 1969; Махнач и др., 1966) или затрагивают вопросы геохимии осадочной толщи впадины попутно, при изучении осадочной оболочки республики в целом (Махнач, Бордон, 1971; Махнач и др., 1974 и др.).

Между тем геохимические исследования мезозойских (Бордон, Ольховик, 1974), девонских (Махнач и др., 1974) и каменноугольных (Бордон, 1975 в) отложений Белоруссии показали,

что Припятская впадина представляет собой специализированную геохимическую провинцию, имеющую большое значение как потенциальный источник новых для республики видов минерального сырья, связанных с осадочным чехлом. Здесь возможно обнаружение промышленных россыпей титано-ильменитовых и цирконовых руд, месторождений угля, ванадиевых глинистых сланцев, медистых песчаников, неструктурных залежей нефти, значительных концентраций йода, брома и редких элементов в рассолах и солях.

Кроме того, знание геохимических особенностей Припятской впадины позволяет глубже понять историю ее геологического развития, применить геохимические методы для палеогеографических реконструкций и выяснения условий седиментогенеза в различное время, для корреляции и расчленения разрезов осадочной толщи и решения других геологических задач.

Все это послужило основанием для проведения геохимических исследований девонских отложений Припятской впадины (в комплексе с другими методами — литологическими, геофизическими, минералогическими, фаціальными, палеогеографическими) отделом литологии и геохимии глубинных зон Института геохимии и геофизики Академии наук БССР в 1971—1975 гг. Исследования выполнялись под руководством академика АН БССР А.С.Махнача.

Настоящая работа является кратким обобщением результатов комплексного геохимического исследования живецких, франских и фаменских отложений Припятской впадины.

Изучение керна скважин и его опробование осуществлялось автором с 1970 по 1974 г. Методика проведения полевых, лабораторных (спектральные, химические, минералогические и другие анализы) и камеральных (математическая и графическая обработка результатов анализов, составление различных схем, карт, обобщение материалов) работ подробно изложена в монографии А.С.Махнача, В.Е.Бордона и И.И.Урьева (1974) и в этой работе не описывается.

Автор выражает признательность кандидату геолого-минералогических наук И.И.Урьеву, а также Е.Т.Ольховик, А.А.Ричик и Г.А.Якушевой, оказавшим большую помощь в подготовке рукописи к изданию.

Глава 1

ОПРЕДЕЛЕНИЕ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НОРМАЛЬНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ

Изучение закономерностей распределения, рассеяния и концентрации химических элементов в различных геологических объектах привело к накоплению громадного фактического материала по отдельным регионам и земной коре в целом. Обилие геохимических данных поставило перед учеными задачи, во-первых, свернуть и максимально обобщить имеющуюся геохимическую информацию и, во-вторых, тесно увязать ее с не менее многочисленным фактическим материалом по геологии, стратиграфии, литологии, гидрогеологии и другим наукам о Земле. Применяемые методы математической статистики дают положительный эффект, т.е. решают первую задачу, но нередко приводят к отрыву геохимии от геологии.

В настоящей работе, базирующейся главным образом на геохимических исследованиях, с целью увязки многочисленного фактического материала по минералогии, литологии, тектонике, стратиграфии, металлогении изучаемых осадочных образований в качестве единицы информации применены понятия "нормальное и аномальное геохимические поля". Они относятся, как представляется автору, к понятиям более высокого порядка, чем кларк (фоновое содержание химических элементов) или поля концентрации, так как включают в себя кроме геохимических данных геологическую характеристику объекта на различном (изучаемом) уровне организации материи.

Многие исследователи применяли термины "геохимическое поле" (Ферсман, 1953, 1958; Гаврусевич, 1968; Хокс, Уэбб, 1964 и др.) или "нормальное и аномальное геохимические поля" (Юфа и Гурвич, 1964 и др.), но они обычно придавали ему довольно узкое значение. Смысл термина "нормальное геохимическое поле", например, у Юфы и Гурвича (1964) — это просто фоновые содержания элементов. Наиболее полную формулировку дал А.Е.Ферсман (1953, 1958), который под геохимическим полем

понимал определенные районы, характеризующиеся повышенными концентрациями и накоплением (преимущественно в горизонтальном направлении) какой-либо группы или ассоциации элементов. Эта формулировка требует объединения в одно поле районов и областей, различающихся содержанием элементов на кларковом уровне. Кроме того, она не включает геологическую характеристику изучаемого объекта. Между тем в условиях Белоруссии, где практически отсутствуют месторождения рудных полезных ископаемых, связанных с осадочным чехлом, прогнозная оценка территорий строится во многом на изучении закономерностей распределения именно фоновых (и аномальных для данного фона) содержаний отдельных химических элементов или их групп.

Кроме того, развитие современной геохимии требует комплексного решения задач, изучения не только геохимических процессов и связей, но и соотношений между геологическими, литологическими, геохимическими и другими характеристиками предмета.

Под геохимическим полем (ГП) в общем случае в настоящей работе понимается пространство, характеризующееся только ему присущим элементным составом и геологическим строением. Под элементным составом (в качественном и количественном выражении) подразумеваются данные о концентрации малых и породообразующих элементов, закономерностях их распределения в объеме ГП, формах нахождения и т.д. Геологическое строение характеризуется рядом физико-геологических параметров, к числу которых относится возраст объекта исследований, его протяженность, мощность, объем, физические свойства пород, тектонические особенности и структурное положение, соотношение литологических типов отложений или петрографических разновидностей пород и другие.

Если геохимическое поле относительно однородно во всем объеме, т.е. характеризуется практически неизменными геохимическими свойствами и геологическим строением, то содержание тех или иных элементов в нем является фоновым для данного поля, а само ГП мы будем называть нормальным (НГП). Можно сказать, что нормальное геохимическое поле — это область распространения (ареал) разновозрастных геологических образований с постоянным соотношением составляющих ее компонентов, определенными фоновыми (кларковыми) содержаниями химических элементов и закономерностями их распределения (Бордон, 1974).

Некоторые исследователи считают фоновые концентрации

элементов постоянной величиной в пределах довольно значительных площадей. Однако работы по составлению карт распределения некоторых элементов в осадочных породах БССР (Бордон, 1970, 1975; Махнач и др., 1974 и др.) показали переменный характер средних содержаний. Так, например, медьанные концентрации Mn в среднедевонских отложениях БССР колеблются от тысячных долей процента до 0,09 (Бордон, 1970). Видимо, наличие в пределах одного геохимического поля участков с устойчивыми аномальными фоновыми содержаниями одного или группы элементов обуславливает геохимическую неоднородность поля и образование геохимической провинции, специализированной на эти элементы.

Резкое повышение или понижение относительно фона содержаний отдельных элементов до аномального уровня — возмущение НГП в отдельных его точках или участках — следует, по всей вероятности, называть аномальным геохимическим полем (АГП). АГП может быть рудопроявлением или месторождением, ореолом рассеяния, местом развития эмбрионально-рудных концентраций элементов и т.д. Во всяком случае АГП является прямым поисковым признаком тех или иных рудных полезных ископаемых, а в ряде случаев — нефтегазоносности.

Очевидно, что геохимическое поле складывается из двух составляющих — нормального (включая геохимические провинции) и аномального, т.е. $ГП = НГП + АГП$.

Понятие геохимического поля в нашем понимании шире термина "геохимическая фация". Известно, что геохимические фации в одних случаях выделяются по признакам осадков (Пустовалов, 1933; Ферсман, 1934), в других — главным образом по величине рН отложений (Теодорович, 1958), в третьих — по характеру геохимических реакций осадочного процесса (Goldschmidt, 1954; Rankama, Sahama, 1955). Вернер (Werner, 1970) выделяет гидрофации, в основе которых лежит эффект физического и химического воздействия воды на осадок. К.И. Лукашев (1963) рассматривает фации с позиций гипергенных процессов и континентального литогенеза. В.К. Лукашев с соавторами (1974) под геохимической (литогеохимической) фацией понимает "пласт, на всем протяжении представленный одними и теми же типоморфными элементами и их соединениями и типоморфными минералами, характеризующими определенные условия зоны гипергенеза". Это определение наиболее близко к понятию геохимическое поле, но и оно не включает такие характеристики, как соотношение типов пород (отложений), объ-

ем поля (протяженность и мощность), тектонические особенности и т.д.

Изучая изменение основных параметров нормальных и аномальных геохимических полей в ходе геологического времени, можно, видимо, говорить о вертикальных рядах ГП, а исследуя изменения полей по площади распространения разновозрастных геологических образований -- о горизонтальных рядах геохимических полей и о провинциях внутри них. Ряды ГП позволяют судить о вертикальной и латеральной геохимической зональности осадочной оболочки.

На основе изучения закономерностей распределения микроэлементов в неодинаковых (по условиям образования и вещественному составу) частях разреза осадочной оболочки Белоруссии выявлена связь между содержаниями элементов в тех или иных отложениях и такими основными физико-геологическими параметрами нормальных геохимических полей, как объемы осадконакопления, состав пород, их физические свойства, фациальная принадлежность, распределение органического вещества, проявление вулканизма, тектонические особенности районов и другие.

Кратко остановимся на некоторых из этих связей, определяющих характеристику нормального геохимического поля и имеющих наибольшее значение для рассматриваемых отложений.

Зависимость распределения элементов от характера осадконакопления и литологического состава отложений

Анализ мощностей и размеров бассейнов седиментации, а также количественного соотношения основных типов пород во всех стратиграфических подразделениях девона Белоруссии позволил в первом приближении оценить объемы осадконакопления и тенденцию их изменения в ходе геологического времени.

Тот факт, что характер и направленность развития геохимических процессов зависят не только от состава, но и от количественного соотношения пород в данной геологической формации, отмечен в ряде работ А.Б.Ронова (1964, 1972 и др.). Распространенность пород в осадочной оболочке существенно различна в отдельных ее частях, но в общем на платформах в каледонском цикле седиментации преобладают процессы накопления глинистых осадков. В герцинском цикле наиболее распространено карбонатакопление и солеобразование.

В альпийском цикле преобладающее значение приобретает терригенная седиментация. В отдельных частях платформы широко развиты кремнистые образования (опоки, опоковидные глины), проявляется вулканическая деятельность (Ронов, Ярошевский, 1967; Ронов, 1972). В целом наиболее распространенными породами осадочной оболочки являются глины и глинистые сланцы, затем следуют алевро-песчаные, вулканогенные и карбонатные породы. На все остальные типы пород (в основном эвапориты) приходится чуть более 1% (Ронов, Ярошевский, 1967). На западе Русской плиты (в пределах Белоруссии) доля карбонатных пород в осадочном чехле составляет 24,5 объемных процента, глинистых -- 20,7, песчано-алевритовых -- 34,7 (рис. 1). По сравнению с платформой наблюдается некоторое уменьшение количества карбонатных и глинистых образований за счет увеличения роли песчано-алевритовых пород и солей. Анализ соотношения

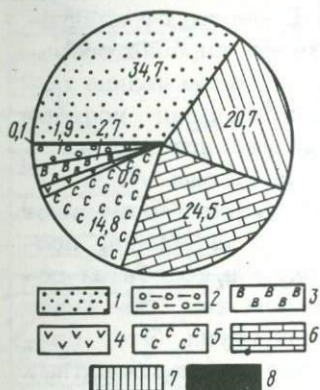


Рис. 1. Соотношение основных литологических типов пород в осадочной оболочке запада Русской плиты (в пределах Белоруссии), об.%; 1 -- песчано-алевритовые; 2 -- тиллоподобные; 3 -- вулканогенно-осадочные отложения; 4 -- гипсы и ангидриты; 5 -- соли; 6 -- карбонатные породы; 7 -- глины и сланцы; 8 -- бурые угли

ношения основных типов пород и оценка его изменения во времени позволяют выделить в геологической истории осадочного чехла Белоруссии пять главных этапов осадконакопления (Бордон, Ольховик, 1974):

-- доордовикский (бескарбонатный, первая фаза накопления терригенного материала) охватывает рифейское, вендское и кембрийское время, когда формировались терригенные пестроцветные, терригенно-вулканогенные и вулканогенная трапповая формации;

-- ордовикско-каменноугольный (первая -- максимальная -- фаза карбонатонакопления); шло накопление главным образом отложений различных карбонатных, а также галогенной, сульфатной, угленосной, вулканогенной формаций;

-- пермско-среднеюрский (вторая фаза накопления терриген-

ных отложений); охватывает время формирования терригенных отложений с подчиненным количеством других формаций;

— верхнеюрский — нижнепалеогеновый (вторая фаза карбонатонакопления); переслаивание формаций при преобладании карбонатных и терригенно-карбонатных;

— среднепалеогеновый — неогеновый (третья фаза накопления терригенного материала); формировались в основном терригенная, глауконитовая и буроугольная формации.

Каждому из выделенных этапов свойственны свои специфические геохимические особенности, которые зависят от характера и объема осадконакопления.

Так, сопоставление графиков распространенности карбонатных пород и изменения величин коэффициентов накопления элементов (R — средние суммы отношений фоновых содержаний элементов к их кларкам в литосфере) показывает, что повышенные концентрации элементов отнюдь не приурочены к стадиям максимального карбонатонакопления. В период от пярнуско-наровского времени — начало интенсивного карбонатообразования — до башкирского фиксируются в основном низкие содержания микроэлементов, причем с незначительными колебаниями в различных стратиграфических подразделениях. Аналогично ведут себя почти все элементы — диаграммы R и F (сумма элементов группы железа) на этом участке совпадают (рис.2). Позднее, с московского времени и до палеогена, происходит некоторое обогащение пород элементами, колебания содержаний становятся довольно резкими, причем как за счет элементов группы железа (F), так и других групп. Это связано главным образом с увеличением глинистости карбонатных пород, с повышением роли мело-мергельных образований. Таким образом, намечается некоторая эволюция микроэлементного состава карбонатных пород Белоруссии, выделяются два крупных цикла с различным характером накопления микроэлементов. На их фоне фиксируются отдельные минимумы и максимумы концентраций элементов и особенности распределения, приуроченные к определенным стратиграфическим подразделениям.

Изучение соотношения объемов карбонатных пород в конкретных разрезах с содержаниями отдельных элементов позволило установить, что приведенная зависимость — увеличение содержаний силиция, алюминия, свинца, кобальта, титана и других элементов в карбонатных породах при уменьшении объема последних — наблюдается повсеместно.

Это следует объяснять, видимо, "эффектом разбавления" осадка накапливающимся $CaCO_3$, что приводит при интенсивном карбонатонакоплении к снижению концентраций элементов.

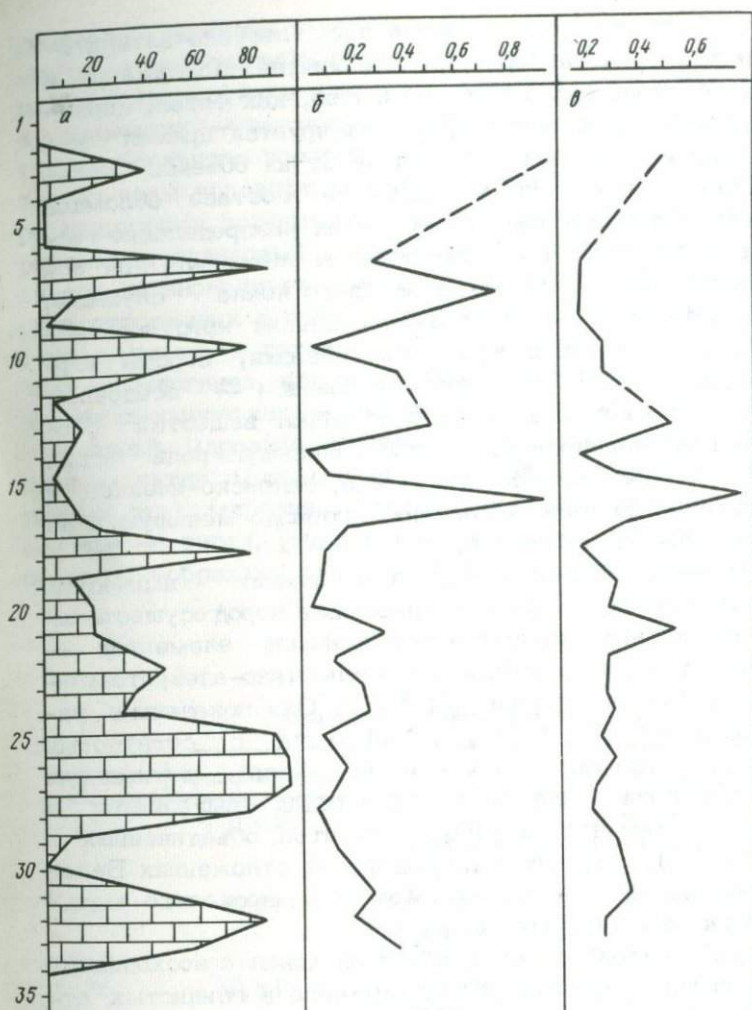


Рис.2. Распространенность карбонажных пород (а) в осадочном чехле Белоруссии (в об.%) и изменение в разрезе величин коэффициента накопления (б) и геохимического показателя (в). Стратиграфические подразделения: 1 — неоген, 2 — харьковская, 3 — киевская, 4 — бучакская, 5 — каневская, 6 — сумская свиты палеогена, 7 — турон-маастрихтский, 8 — сеноманский ярусы верхнего мела, 9 — нижний мел, 10 — оксфордский, 11 — келловейский, 12 — батский ярусы юры, 13 — нижний триас, 14 — верхняя, 15 — нижняя пермь, 16 — московский, 17 — башкирский, 18 — намюрский, 19 — визейский, 20 — турнейский ярусы карбона, 21 — данково-лебединский, 22 — задонско-елецкий, 23 — ливенский, 24 — евлановский, 25 — воронежский, 26 — алатырский, 27 — семилукский, 28 — саргаевский, 29 — пашийско-кыновский, 30 — старооскольский, 31 — пярнуско-наровский горизонты девона, 32 — силур, 33 — ордовик, 34 — средний, 35 — верхний кембрий, 36—43 — верхний протерозой

К периодам максимального накопления песчано-алевритовых и глинистых пород приурочены наибольшие содержания в терригенных образованиях таких элементов, как титан, цирконий, ванадий, хром, марганец. Здесь фиксируется прямая зависимость концентрации микроэлементов от их объема. Большинство элементов поступало в осадок в составе обломков различных минералов и в виде взвеси и их распределение тесно связано с областями сноса. Источником материала при образовании различных горизонтов осадочного чехла служили, очевидно, на рифейском этапе осадконакопления кристаллические породы фундамента и их коры выветривания, породы ютния (Бордон, 1975г), а в более позднее время — осадочные породы, постепенно вовлекаемые в круговорот вещества (отложение—размыв—перенос—отложение). Большую роль играл вулканогенный (в евлановское, ливенское, задонско-елецкое и волынское время) источник накопления; гораздо меньшую, по всей вероятности,— космический.

Выяснение зависимостей между содержаниями химических элементов и литологическими особенностями пород осуществлялось путем построения геохимических профилей элементов — графиков изменения концентраций в ряду песчано-алевритовые-глинистые—карбонатные породы (П-Г-К). Они показаны в работах В.Е.Бордона (1970, 1973), А.С.Махнача с соавторами (1974) и др. В зависимости от увеличения или уменьшения содержания элементов в определенных породах выделяется 9 теоретических геохимических рядов элементов, объединенных в три группы (табл.1). Из них в палеозойских отложениях Белоруссии распространен Л-образный (второй), несколько меньше — V-образный и нисходящий ряды.

Первая группа рядов (1) объединяет элементы с восходящим, Л- и Г-образными профилями. Их содержание в глинистых отложениях всегда выше, чем в песчаных. Такое распределение концентраций объясняется главным образом увеличением интенсивности химического выветривания на континентах, сопровождающегося разрушением минералов материнских пород и высвобождением из них многих элементов. От этого их содержание в прибрежных кластических песчано-алевролитовых осадках в общем заметно падает, а в тонкозернистых пелагенных отложениях растет (Страхов, 1957). Повышенные содержания элементов этого ряда в глинах и сланцах можно объяснить и тем, что они были привнесены в бассейн седиментации в виде продуктов сорбции на глинистых минералах, а также сорбцией элементов из морской воды илом или глиной в

процессе диагенеза и эпигенеза. Снижение концентраций элементов в карбонатных разностях пород объясняется простым разбавлением осадка накапливающимся CaCO_3 (Страхов, 1957), а увеличение — активным влиянием на распределение элементов карбонатного процесса (например, захватом микроэлементов из воды углекислым кальцием (Гинзбург, 1957)) и некоторыми другими причинами. Содержания элементов оказываются равными в глинистых и карбонатных породах в результате различной интенсивности описанных процессов. В пярнуско-наровских отложениях к первой группе рядов относятся медь, галлий, свинец, никель и титан (Λ -образный ряд); в староскольских — марганец, ванадий, никель, галлий, кобальт, железо; в пашийско-кыновских — никель, ванадий, медь, галлий, цирконий, барий, марганец, железо (Λ -образный ряд); в евлановских — титан, медь, цирконий, барий, железо, никель (Λ -образный ряд), марганец, галлий, ванадий (восходящий); в ливенских — титан, медь, цирконий, барий, галлий, марганец, железо (Λ -образный ряд), ванадий и никель (Γ -образный ряд).

Т а б л и ц а 1

Геохимические ряды элементов

Группа	Формула группы	Геохимический ряд	Формула ряда	Порядковый номер ряда
I	$\Pi < \Gamma$	Восходящий	$\Pi < \Gamma < K$	1
		Λ -образный	$\Pi < \Gamma > K$	2
		Γ -образный	$\Pi < \Gamma = K$	3
II	$\Pi > \Gamma$	V -образный	$\Pi > \Gamma < K$	4
		Нисходящий	$\Pi > \Gamma > K$	5
		L -образный	$\Pi > \Gamma = K$	6
III	$\Pi = \Gamma$	Горизонтально-восходящий	$\Pi = \Gamma < K$	7
		Горизонтально-нисходящий	$\Pi = \Gamma > K$	8
		Горизонтальный	$\Pi = \Gamma = K$	9

В задонско-елецких образованиях к I группе рядов отнесены титан, цирконий, марганец, стронций, ванадий, никель, свинец, медь, бериллий (Λ -образный ряд); в данково-лебедянских — галлий, никель, рубидий, ванадий (Λ -образный) и бериллий (Γ -образный ряд).

В остальных стратиграфических подразделениях девона Бело-

русии в связи с отсутствием в разрезе песчаных отложений затруднительно выделить определенный ряд и даже группу. Нужно сказать только, что в породах воронежского горизонта, например, у всех микроэлементов фоновые содержания падают от глин к карбонатным породам, а в саргаевских медианные концентрации в ряду глинистые--карбонатные образования уменьшаются у железа, ванадия, титана, но увеличиваются у марганца и т.д.

Вторая группа рядов (II) объединяет элементы с V-образным, нисходящим и U-образным профилем. Содержания их в песчаных отложениях выше, чем в глинистых. Это можно объяснить наличием темноцветных компонентов, содержащих ряд элементов. Кроме того, некоторое обогащение песков, песчаников и алевролитов такими элементами, как барий, свинец, цирконий, титан и другие, происходит, вероятно, вследствие дальнейшего размыва песчано-алевритовых пород и образования естественного шлиха. Описываемое распределение элементов можно объяснить и типом миграции, при котором большую роль играет перенос материалов в виде взвесей. В таком случае, как показало изучение современных осадков (Страхов, 1957), максимум содержаний обычно сдвигается в сторону более грубозернистых осадков, т.е. в прибрежную зону. Соотношение фоновых содержаний элементов в глинистых и карбонатных породах объясняется теми же факторами, что и в первом типе распределения (I группа рядов).

В пярнуско-наровских отложениях ко II группе рядов относятся марганец, железо, ванадий (V-образный), цирконий, барий (нисходящий) и хром (U-образный профили). В старооскольских -- титан, хром, цирконий, барий, медь, свинец. В пашийско-кыновских -- титан (нисходящий профиль); в евлановских и ливенских отложениях нет элементов II группы рядов.

В задонско-елецком горизонтах ко II группе рядов относится барий (нисходящий ряд); в данково-лебедянском марганец (V-образный ряд), титан, цирконий, барий, свинец и медь (нисходящий).

Третья группа рядов объединяет элементы с горизонтально-восходящим, горизонтально-нисходящим и горизонтальным геохимическими профилями. Содержания их в глинистых и песчаных отложениях равны. Такое распределение объясняется одновременным действием описанных выше причин. К третьей группе рядов принадлежит сравнительно мало элементов. В пярнуско-наровской серии -- кобальт (горизонтальный ряд), в пашийско-кыновском горизонте -- кобальт, свинец и хром (горизонтальный

ряд); в евлановском и ливенском — хром (горизонтально-восходящий), а также кобальт и свинец (горизонтальный ряд); в задонско-елецком — галлий (горизонтально-нисходящий); в данково-лебедянском — литий (горизонтально-восходящий ряд).

Следует отметить, что фоновые содержания элементов (Бордон, 1970, 1973) для всего осадочного чехла Белоруссии (17 элементов в трех типах пород) позволяют дифференцировать элементы по приведенной схеме. Так, большинство элементов (Be, Ti, V, Cr, Mn, Ni, Cu, Ga, Sr, Y) относятся к Λ -образному геохимическому профилю (1 группа рядов), а Li, Co, Zr, Ba, Yb, Pb — к нисходящему ряду II группы. Только у рубидия геохимический профиль в осадочном чехле Белоруссии V-образный. Как в целом для осадочного чехла Белоруссии, так и для отдельных его частей (для мезозойских, кайнозойских, палеозойских отложений) наиболее характерен Λ -образный геохимический ряд элементов. По данным Н.М.Страхова (1957), С.М.Катченкова (1952, 1957), И.И.Гинзбурга (1957) и других исследователей, он типичен для многих регионов страны.

Таблица 2
Значения коэффициента распределения элементов в палеозойских отложениях Белоруссии

Возраст отложений	Kp	Возраст отложений	Kp
P ₁	0,46	D ₃ lv	0,78
C ₂ m	0,57	D ₃ ev	0,73
C ₂ b	0,23	D ₃ pkn	0,64
C ₁ v	0,91	D ₂ st	0,56
C ₁ t	0,83	D ₂ p-nr	0,46
D ₃ dn-lb	0,36	Cm ₁ b	0,36
D ₃ zd-el	0,64		

В целях количественной характеристики степени упорядоченности в распределении элементов автором (Бордон, 1970, 1973, 1974б) введено понятие коэффициента распределения (Kp), представляющего собой отношение суммы элементов наиболее распространенной — первой — группы рядов, где содержание в песчано-алевритовых отложениях всегда ниже, чем в глинистых, к количеству всех изученных элементов. Этот коэффициент не-

одинаков для различных стратиграфических подразделений (табл. 2). Из таблицы видно, что величины коэффициента распределения элементов растут от нижнекембрийских отложений вверх по разрезу, достигают максимума в евлановском и ливенском горизонтах франского яруса верхнего девона, затем снижаются до 0,36 в данково-лебедянском горизонтах. Величина Кр резко возрастает в турнейском ярусе нижнего карбона и продолжает расти до 0,91 в визейских образованиях. Затем в башкирском ярусе резко снижается до самой низкой (0,23) величины. В московских отложениях увеличивается более чем в два раза, снова несколько снижаясь в нижнепермских породах. Н.М. Страхов в ряде своих работ (1957 и др.) классифицировал закономерности распространения микроэлементов в осадочных отложениях и выделил пестрый и упорядоченный типы распределения, а в каждом из них два подтипа (модификации): в первом — собственно пестрый и переходный, в упорядоченном типе — сглаженный и контрастный. Коэффициент распределения элементов выражает эту классификацию количественно и характеризует, таким образом, в некоторой степени интенсивность выветривания в областях сноса, способ миграции микроэлементов, расстояние до источников сноса и т.д. В эпохи наиболее интенсивного химического выветривания максимум содержаний резко сдвигается в пелагическую зону тонкозернистых (глинистых и карбонатных) осадков. В этом случае распределение элементов приближается к упорядоченному типу, коэффициент распределения стремится к единице; в период ослабления выветривания он будет убывать. Чем дальше источники сноса, чем больше водоемы седиментации, тем лучше сортировка терригенного материала, тем сильнее обедняются осадки пелитовыми частицами. Коэффициент распределения и в этом случае будет расти. При слабом развитии химических процессов в питающих провинциях (малая расчлененность рельефа, сухой климат и т.д.) часть элементов не успевает выделяться из кристаллических решеток и мигрирует в виде обломков минералов. Максимум содержаний сдвигается в терригенные крупнозернистые породы. Элементы, которые высвободились из кристаллических решеток и перешли в раствор, обогащают частично глинистые и карбонатные образования. В этом случае распределение относится к переходному подтипу, Кр уменьшается. Близость источников сноса и, следовательно, плохая сортировка материала еще более усугубляют несогласованность в распределении элементов, приводят к собственно пестрой модификации пестрого типа. Коэффициент распределения падает, порою даже до нуля.

Сопоставление коэффициентов распределения в различных отложениях и регионах СССР, в частности Актюбинского Приуралья (Яночкина, 1964), Второго Баку (Страхов, 1957), Северного Кобьстана (Сафарова, 1967), Саратовского Поволжья (Вышемирская, Коробов, 1965), равнинного Узбекистана, Белоруссии и других показало, что коэффициент распределения элементов в осадочных породах соответствует типам распределения примерно в таком соотношении:

собственно пестрое распределение	--	$K_r < 0,30$;
переходный подтип пестрого типа	--	$K_r = 0,30—0,50$;
сглаженная модификация упорядоченного распределения	--	$K_r = 0,51—0,80$;
контрастный тип упорядоченного распределения	--	$K_r = 0,81—1,0$.

Следовательно, величина коэффициента распределения, т. е. зависимость содержаний элементов от литологических типов пород, характеризует области сноса, способ миграции элементов в период формирования тех или иных отложений и позволяет делать некоторые палеогеографические реконструкции.

1862
Связь распределения элементов
с фаціальными и палеогеографическими
условиями осадконакопления

Как показано в предыдущем разделе, по значению коэффициента распределения, отражающему величину накопления тех или иных химических элементов в определенном типе пород, можно судить о характере выветривания в областях сноса в период осадконакопления. Чем выше величина K_r , тем интенсивнее в зоне питания химические процессы выветривания. В частности, в евановских и ливенских отложениях франского яруса верхнего девона Белоруссии наблюдается согласованное распределение ($K_r = 0,73$, сглаженная модификация). Однако согласованность не дошла до своего логического конца и сохраняет некоторые черты переходного подтипа, что свидетельствует о значительной роли химической переработки материала. Под ее действием часть микроэлементов переходит в растворы или сорбируется на мицеллах глинистых минералов. Содержание элементов в тонкозернистых разностях пород повышается. Но эти процессы не были достаточно сильными, сортировка материала хотя и была значительной, но не дошла до такой степени, когда вся песчаная формация очищается от тонкодисперсных частиц. Возрастание роли химического выветривания материнских пород благо-

приятствовало обеднению малыми элементами песчано-алевритовых пород и обогащению глинистых. Все это и отразилось на увеличении коэффициента распределения.

Наблюдается зависимость между условиями осадконакопления и непосредственными содержаниями отдельных элементов.

Максимальные содержания органического углерода в том или ином горизонте в целом и такое распределение этого элемента в литологическом ряду пород, когда наибольшая концентрация приурочена к глинистым отложениям, говорит о прибрежно-морской обстановке осадконакопления (например, пярнуско-наровская серия).

Уменьшение величины отношения окисного и закисного железа свидетельствует о приближении условий среды к восстановительным; если в семилукское время существовала, видимо, окислительная среда (отношение равно 2,42—2,82), то в воронежское, евлановское, ливенское время, например, существовали условия, близкие к восстановительным (1,405—1,896). Для Русской плиты такие закономерности описаны А.Б.Роновым (1958).

Относительно низкие содержания галлия и титана в отложениях всех горизонтов живецкого и франского ярусов согласуются с данными о непресноводном характере осадков.

Изучение закономерностей распределения марганца в отложениях Русской плиты (Ронов, Ермишкина, 1959) и Белоруссии (Бордон, 1968, 1970) показало, что в литологическом ряду пород (песчаные—глинистые—карбонатные отложения) для гумидных зон характерно непрерывное увеличение содержания элементов, а для аридных — рост от песков к глинам, затем резкое снижение в карбонатных породах. По фациальному профилю максимальные концентрации марганца приурочены к прибрежно-морским фациям, убывая в направлении материка и в сторону открытого моря. Характер распределения марганца дает основание утверждать, например, что в пашийско-кыновское и ливенское время в Белоруссии климатические условия были близки к аридным, в евлановское — к гумидным; минимальные содержания марганца в ливенских отложениях свидетельствуют о лагунных условиях осадкообразования и т.д.

В последние годы материалы о связи закономерностей распределения химических элементов с фациальными условиями древнего и современного литогенеза приведены в ряде работ (Кузнецов, 1975; Лукашев, 1972; Бордон, Ольховик, 1974; Бордон, 1970; Лукашев и др., 1974; Вологдин, 1975 и др.). Однако пока практически нет работ, показывающих четкое различие

морских, континентальных и лагунных фаций древних осадочных толщ Белоруссии по геохимическим данным, в частности по содержанию и распределению малых и породообразующих элементов. Тем более отсутствуют исследования геохимической эволюции различных фаций в ходе геологического времени.

Распределение элементов и геотермические условия

Анализ распределения геотермического поля и теплового потока по литолого-стратиграфическим толщам Припятской впадины (Богомолов и др., 1972; Атрошенко, 1975) дал основание выделить в осадочном чехле два геотермических комплекса (нижний, до верхне-солевых отложений включительно, и верхний — надсолевой), обусловленных различной активностью водообмена. Эти комплексы с различной теплофизической характеристикой различаются и особенностями распределения элементов, вызванными, видимо, теми же процессами. Установлено (Атрошенко, 1975) закономерное увеличение теплового потока и температур в Припятской впадине в северо-восточном направлении территории Припятской впадины, что связано с региональным движением подземных вод к северо-востоку — от области питания к области разгрузки. В этом же направлении фиксируется увеличение концентраций ряда хемогенных элементов (марганца, меди и других) в отложениях различных горизонтов девона, карбона и пермо-триаса впадины. Видимо, значительная часть этих элементов переносится подземными водами и концентрируется в зонах их разгрузки.

Рядом исследователей (Богомолов и др., 1972) отмечаются геотемпературные аномалии, приуроченные к нефтеносным структурам. Автором настоящей работы показано (Бордон, 1975а), что над скоплениями углеводородов Припятской впадины формируется аномальное геохимическое поле микроэлементов группы железа.

На характер распределения геотемпературного поля (и в то же время на распределение микроэлементов) огромное влияние оказывают зоны тектонических нарушений, что особенно отчетливо проявляется в долинах крупных рек Березины, Припяти, Днепра и их притоков, которые служат региональными областями разгрузки глубоких горизонтов подземных вод. Именно к ним приурочены как гидрохимические и геохимические, так и геотермические аномалии.

Результаты исследования современного геотермического по-

ля осадочного чехла Припятской впадины указывают также на пространственную связь положительных геотермических аномалий с наиболее тектонически дислоцированными участками региона (Бескопильный, 1973, 1975). Видимо, максимальные значения теплового потока, геотермического градиента и температуры осадочных образований на северо-востоке связаны как с зонами разгрузки подземных вод, так и с тектоно-вулканической активностью этой территории. Причем наблюдается, как это показал В.Н.Бескопильный (1975), пространственная связь положительных современных и палеогеотермических аномалий с наиболее тектонически подвижными зонами Припятской впадины. Это указывает на связь времени максимальной геотермической напряженности осадочного комплекса пород с временем проявления максимальной тектонической активности и вулканизма. В.Н.Бескопильным (1975) показано, что современные температуры в отложениях Припятской впадины ниже максимальных палеотемператур на $35-80^{\circ}\text{C}$. Максимальный вынос тепла из недр осуществлялся, по всей вероятности, в позднефаменско-каменноугольное время, на протяжении основного этапа авлакогенной стадии развития Припятской впадины. Именно в это время могли формироваться и рудопроявления, обусловленные тектоно-вулканической деятельностью. Во всяком случае геохимические аномалии этого возраста, пространственно совпадающие с геотермическими, зафиксированы.

Видимо, связь между возмущениями нормального геохимического поля и геотермическими аномалиями, обусловленная общими генетическими причинами (приток тепла и поступление вещества по глубинным разломам, наличие зон разгрузки подземных вод и т.д.), может быть использована в прикладной геохимии как один из поисковых критериев на рудные полезные ископаемые и в качестве индикатора нефтегазоносности.

Если аномалии теплового поля позволяют фиксировать зоны глубинных разломов, то связанные с ними геохимические аномалии, видимо, можно использовать для оценки потенциальной рудоносности этих зон.

Геохимическая специализация некоторых приразломных зон

Изучение геохимической специализации приразломных или вообще тектонически активных зон имеет большое значение, так как именно здесь открываются возможности для решения двух важных геологических задач: установление поисковых признаков

на различные виды минерального сырья (таких элементов, как бор, литий, рубидий и др.) и выявление возможностей индикации разрывных нарушений по геохимическим данным.

Нами совместно с Г.Ф.Заржицким и Л.И.Матрунчиком (Бордон и др., 1974) исследованы геохимические особенности приразломной зоны в девонских отложениях БССР, вскрытой горными выработками Второго калийного комбината в Солигорске.

Месторождение калийных солей приурочено к северо-западу Припятской впадины, к разрезу верхней соленосной толщи фаменского яруса девона. Последняя, по данным ряда исследователей (Познякевич, 1964; Махнач и др., 1966; Курочка, 1966; Лупинович и др., 1969), отличается весьма сложным строением и подразделяется на две подтолщи: нижнюю — галитовую и верхнюю — глинисто-галитовую, калиеносную. В районе Старобинского место-

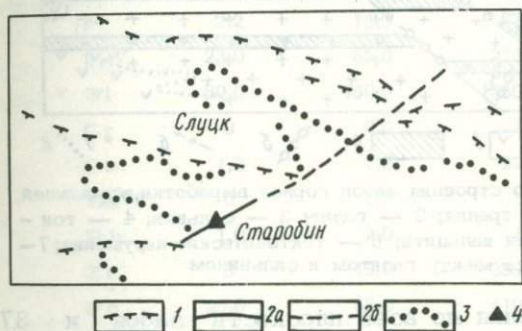


Рис.3. Схема тектоники северо-запада Припятской впадины: 1 — разломы в кристаллическом фундаменте; 2а — зона тектонических нарушений, вскрытая горной выработкой в г.Солигорске; 2б — предполагаемая зона нарушений; 3 — западная граница распространения солей; 4 — горная выработка, вскрывшая приразломную зону

рождения нижняя соленосная подтолща замещена гипсоносной, представленной чередованием глин, мергелей, доломитов, гипсоангидритовых пород, песчаников и алевролитов. Общая мощность галогенной формации здесь сокращена до 1000 м, в то время как в других районах Припятской впадины она достигает 3,5 км.

Описываемая тектоническая зона приурочена к галогенной формации. Она обнажена подземными горными выработками на втором (-290 м) и третьем (-445 м) горизонтах Солигорского комбината. Представляет собой ступенчатый разлом (типа сброса с амплитудой смещения, равной первым десяткам метров) северо-восточного простирания (рис.3) с падением на юго-восток под углом от 35 до 75°. Разлом заполнен темно-серой, почти черной глиной трения с многочисленными зеркалами скольжения. В непосредственной близости к основной плоскости разлома наблюдаются многочисленные малоамплитудные сбросы, субпараллельные главной поверхности сместителя и частично выполненные

прожилками кальцита. Микросбросы фиксируются по смещению прослоев глин. Соленосная толща здесь сложена мергелями, глинами с прослоями ангидритов и известняков, галитом и сильвином, причем последний на расстоянии 30—40 м от основного разлома полностью исчезает, замещаясь галитом (рис. 4). Породы несут следы дробления. В шлифах наблюдается корродирование зерен кварца и полевых шпатов, замещение одних минералов другими (кальцита ангидритом, галита сильвином и т.д.).

В целях изучения геохимической специализации приразломной зоны проведено детальное ее опробование. Отобрано 57

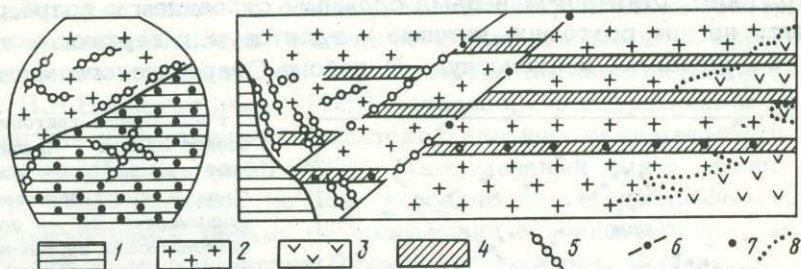


Рис.4. Схема геологического строения забоя горной выработки, вскрывшей приразломную зону: 1 — глина трения; 2 — галит; 3 — сильвин; 4 — тонкие прослои глин; 5 — прожилки кальцита; 6 — тектонические нарушения; 7 — место отбора проб; 8 — граница между галитом и сильвином

штупных проб из глин трения по всей плоскости забоя и 37 проб из глинистого прослоя (см. рис.4).

Пробы проанализированы спектральным методом на ртуть, бор, литий, никель и другие элементы (табл.3). Выполнено 9 химических анализов на бор.

Сравнение содержаний микроэлементов в приразломной зоне и солях фаменского яруса БССР показало (табл.3), что глина трения обогащена всеми изученными элементами, кроме бария, свинца, меди и титана. Однако кларки глин в земной коре и осадочном чехле БССР, а также в фаменском ярусе, как правило, значительно выше, чем содержания тех же элементов в зоне разлома. Исключением является литий, рубидий и бор, концентрации которых резко увеличены в приразломной зоне по отношению к среднему содержанию в глинах осадочного чехла Белоруссии. Это позволяет говорить о геохимической специализации разрывных нарушений Старобинского месторождения на бор, литий и рубидий. Их максимальные содержания, по данным приближенно-количественных спектральных анализов, составляют соответственно 0,031, 0,08 и 0,016%. Кларки концентраций эле-

ментов относительно глин осадочного чехла БССР составляют у бора 7300, у лития 13800, у рубидия 1880.

Специализация на бор и литий подтверждается и данными анализов серии проб, отобранных вкрест простирания приразломной зоны: по мере удаления от разлома концентрации этих

Т а б л и ц а 3

Сравнительные содержания микроэлементов в соленосных отложениях фаменского яруса БССР (I)* и в глинах земной коры (II), осадочного чехла БССР (III), фаменского яруса БССР (IV) и приразломной зоны Старобинского месторождения (V), $\mu \cdot 10^{-3}\%$

Химический элемент	I	II	III	IV	V
Ni	1,0	6,8	2,2	5,4	3,0
Co	0	1,9	0,1	0	1,0
V	2,2	13,0	87,8	16,5	3,0
Mn	23,0	85,0	278,1	160,0	24,0
Ti	30,0	460,0	580,0	920,0	42,0
Cr	0	9,0	4,4	0	2,0
Cu	1,3	4,5	23,6	6,5	0,6
Ga	0	1,9	1,1	2,0	сл.
Pb	1,0	2,0	1,2	3,0	0,5
Zr	0	16,0	388,3	140,0	0,7
Ba	25,0	55,0	419,0	140,0	3,0
Li		6,6	0,3		41,4
Rb		14,0	0,6		11,3
Cs		0,5			0,1
F		10,0	0,3		22,0
Sr		30,0	57,3	50,0	2,0
Hg					0,006

* I -- по данным В.Е.Бордона, И.И.Урьева (1972), II -- К.К. Турекьяна и К.Х.Ведеполя (1961), III -- В.Е.Бордона (1970).

элементов в глинах падает. Аналогично ведут себя марганец, ванадий и никель. Хотя их концентрация в породах Старобинского месторождения крайне низка по сравнению с глинами фаменского яруса девона БССР, в районе разрывного нарушения наблюдается относительный максимум содержаний этих элементов. Видимо, при геохимической индикации приразломных зон следует обращать внимание на относительные положительные аномалии марганца, ванадия, никеля, бора, лития, рубидия.

Значительная концентрация бора, лития и рубидия, являясь прямым поисковым признаком месторождений этих элементов, позволяет положительно оценивать перспективы соленосной фации северо-запада Припятской впадины на эти элементы.

В глинах трения приразломной зоны повышено среднее содержание суммарного железа (пересчет данных 12 химических анализов) до 4,82—6,10% (среднее 5,46%). В глинах живецкого, франского и фаменского ярусов кларк железа колеблется в пределах 3,9 (задонско-елецкий и данково-лебединский горизонты) — 5,91% (пашийско-кыновский горизонт).

Если подсчитать для глин приразломной зоны предложенный Н.М.Страховым (1974) так называемый железомарганцевый модуль, т.е. $\frac{Fe + Mn}{Ti}$, то окажется, что он равен 130,6, что значительно выше модуля для всех других стратиграфических подразделений палеозоя Белоруссии (рис.5).

Н.М.Страхов (1974) применил величины железомарганцевого модуля при изучении эксгалаций на срединно-океанических хребтах — возможных источников рудных элементов в океанических осадках. Оказалось, что величина модуля в современных осадках варьирует в очень широких пределах — от 8 до 1000 и даже 1300, но разные количественные градации представлены резко неодинаково. Наиболее распространены величины железомарганцевого модуля от 10 до 20. Они близки для внутриконтинентальных морей: Черного, Каспийского, Аральского, а также оз.Балхаш (градации модуля 10—12, реже 16—17) и для краевых морей: Японского, Охотского, Берингова (10—13, редко до 17). Значения модуля от 10 до 20 господствуют на большей части площади Атлантического, Индийско-

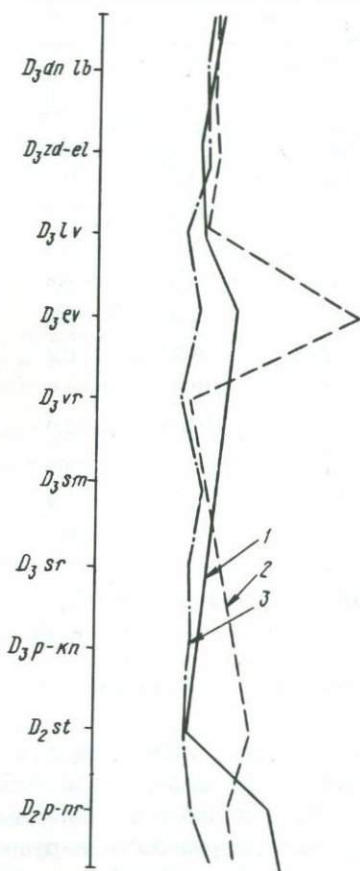


Рис.5. Изменение величины железомарганцевого модуля в осадочных породах палеозоя Белоруссии: 1 — песчано-алевритовые породы, 2 — глины, 3 — карбонатные породы

го и Тихого океанов. Однако в океанах в областях развития эксгальционнo-осадочной формации в нерастворимом осадке резко увеличено количество вулканогенных железа и марганца, в рифтовых зонах (например, Красного моря) железомарганцевый модуль также резко возрастает до 150—300 и выше (Н.М.Страхов приводит максимальные величины 1000—1300). Зная преимущественные значения модуля и его максимумы, приуроченные только к срединно-океаническим хребтам и тектонически активным зонам (в Тихом океане и др.), т.е. тем участкам дна, которые характеризуются повышенным тепловым потоком и поступлением вещества из глубинных частей коры или верхней мантии, Н.М.Страхов (1974) оценивает количественно интенсивность глубинного поступления элементов в результате эксгальций.

В тектонически активных зонах девона Белоруссии, как было показано, величина модуля значительно превосходит свой средний уровень для палеозойских и, в частности, девонских отложений. Видимо, это связано с глубиной разломов. Последние являлись также источником эксгальций, сопровождающихся поступлением железа, марганца и других элементов из более глубоких частей земной коры. Интересно, что величина модуля, рассчитанная для всего осадочного чехла, дает максимумы в отложениях ратайчицкой свиты верхнего протерозоя (до 380), значительно меньший максимум — в евлановском горизонте девона (до 40), т.е. в периоды, когда осадконакопление сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью и связанным с ней поступлением элементов из глубинных источников. Для задонско-елецких отложений характерна резкая контрастность этого показателя. В участках, где осуществлялось поступление вещества из глубинных недр земной коры в виде эксгальций, его величина в конкретных разрезах для глинистых и алевритовых пород, перекрывающих или подстилающих вулканы, резко возрастает — до 80—100 при среднем значении для межсолевого комплекса около 20.

Дальнейшее изучение распределения железомарганцевого модуля по площади древних бассейнов, равно как и распределение лития, бора, рубидия, позволит выделить области интенсивных эксгальций, связанные с процессами палеовулканизма и глубинными разломами тектонически активных зон.

Связь распределения микроэлементов с некоторыми физическими свойствами пород

Изучение закономерностей концентрации химических элементов в зависимости от физических свойств (удельный и объемный вес, пористость, скорость волн, удельное сопротивление, магнитная восприимчивость и др.) осадочных пород (песчано-алевритовых, глинистых и карбонатных) показало, что четкая функциональная зависимость между этими параметрами отсутствует. Не установлена связь между содержаниями элементов и удельным и объемным весом различных литологических типов пород. Видимо, отсутствует корреляция между физическими свойствами пород и коэффициентами вариации, стандартами и другими параметрами распределения. В процессе работы установлено наличие сложной зависимости между содержаниями микроэлементов (в частности, группы железа), с одной стороны, и пористостью и удельным сопротивлением пород, с другой. Например, установлено, что в девонских отложениях Белоруссии уменьшению удельного сопротивления соответствует увеличение содержаний титана и уменьшение количества ванадия и хрома (в песчаниках пярнуско-наровской серии, породах саргаевского горизонта); в части разреза от воронежского до ливенского горизонта наблюдается обратная зависимость: увеличение концентрации титана с возрастанием удельного сопротивления. В карбонатных и глинистых породах максимуму удельного сопротивления (саргаевский, ливенский горизонты) соответствует минимум никеля, ванадия, марганца. Прямая связь рассеяния и концентрации элементов с пористостью пород проявляется в основном в северных частях Припятской впадины и, видимо, объясняется влиянием на распределение элементов органики. Наблюдается прямая корреляция между параметрами пористости и содержанием титана и ванадия в карбонатных породах и обратная зависимость между пористостью и концентрацией никеля в глинах. В песчано-алевритовых породах пашийско-кыновского возраста увеличению общей пористости соответствует рост содержаний титана и уменьшение количества ванадия и хрома; в евлановских отложениях фиксируется в ряде скважин обратная зависимость. Изменению магнитной восприимчивости соответствует незакономерное чередование максимумов и минимумов содержаний элементов.

Следует отметить, что в девонских отложениях характер зависимости между физическими свойствами пород и распределением элементов различен для нижней (пярнуско-наровская се-

рия — саргаевский горизонт) и верхней (семилукский горизонт — фаменский ярус) частей разреза.

Видимо, как изменение физических свойств пород, так и колебание концентраций элементов зависят в значительной мере от условий осадконакопления, преобразований осадка в породе и вторичных изменений отложений.

Микроэлементный состав и органическое вещество

Изучение геохимии таких элементов, как титан, ванадий, марганец, никель, медь, цирконий и другие, в связи с их широким распространением в рассеянном органическом веществе и нефтях представляет значительный интерес для выяснения генезиса нефти, установления термобарических условий вторичной миграции и формирования нефтегазовых залежей.

В разрезе девонских отложений Припятской впадины выявлены участки с аномальным содержанием ряда химических элементов, совпадающие с повышенным содержанием органического вещества в осадочных образованиях впадины (Бордон и др., 1974).

Экспериментальное изучение сорбции металлов гуматами показало, что они концентрируют железо, никель, кобальт, марганец, молибден. В лабораторных условиях, близких к природным, $(VO_3)^-$ восстанавливается до $(VO_2)^+$ нерастворимыми гумусовыми кислотами. Восстановленный ванадий вследствие ионного обмена концентрируется на гумусовых кислотах, причем численное значение фактора геохимического обогащения равно 5000:1. Приведенные данные хорошо объясняют совместное нахождение ванадия с органогенными породами и образование в них промышленных концентраций. Тесная связь между содержаниями элементов группы железа, органическим углеродом, битумоидами и нефтями объясняется тем, что все они, как правило, концентрируются в восстановительных условиях.

При изучении девонских отложений установлено, что повышенные содержания меди (до 0,1%), марганца (0,01--1,0 %) и некоторых других элементов тяготеют к породам с высоким содержанием C_{org} . Такие элементы группы железа, как никель, марганец и ванадий, обладают общими закономерностями поведения и распределения в осадочных образованиях девона (А.С. Махнач и др., 1974). Следовательно, для суждения о связи этих элементов с органическим веществом достаточно установить корреляционную зависимость хотя бы между одним из этих элементов и органическим углеродом. Такая зависимость установ-

лена для содержаний марганца и $C_{\text{орг}}$ в породах живецкого и франского ярусов девона Белоруссии. Она оказалась прямой для пярнуско-наровских, старооскольских, пашийско-кыновских и саргаевских отложений; породам семилукского, воронежского, евлановского и ливенского горизонтов соответствует обратная зависимость.

Зависимость содержаний $C_{\text{орг}}$ от концентраций марганца в карбонатных породах описывается следующими уравнениями:

а) для карбонатных отложений нижней (пярнуско-саргаевской) части разреза

$$M_{C_{\text{орг}}} = 0,24 + 4,52 M_{Mn},$$

б) для карбонатных отложений верхней (семилукско-ливенской) части разреза

$$M_{C_{\text{орг}}} = 0,47 - 3,3 M_{Mn},$$

где M — содержание компонентов ($C_{\text{орг}}$, Mn) в карбонатных породах.

Обратная зависимость между содержаниями $C_{\text{орг}}$ и Mn в отложениях семилукско-ливенской части разреза несколько неожиданна. Ее геохимический смысл следует (Кудельский, Лукашев, 1974) искать в геолого-термобарических закономерностях преобразования органического вещества и вторичной миграции нефти.

Об элементах-индикаторах возраста осадочных отложений

Зависимость закономерностей распределения элементов от физико-геологических параметров нормального геохимического поля, которые, естественно, различны для различных стратиграфических подразделений, позволяет использовать микроэлементы в качестве индикаторов возраста. Для мезозойских и кайнозойских отложений элементы-индикаторы возраста показаны в работе В.Е.Бордона и Е.Т.Ольховик (1974). Здесь кратко остановимся на геохимических индикаторах разреза среднего и верхнего палеозоя республики. При их изучении применен метод пересчета процентных содержаний элементов в объемные, что позволило, учитывая объемные веса пород, повысить степень достоверности результатов.

В верхне- и среднепалеозойских отложениях республики концентрации химических элементов существенно изменяются в зависимости от возраста пород. В пярнуско-наровских и староос-

кольских породах фоновые содержания выше кларка литосферы у циркония в песках и глинах; в пашийско-кыновских — у меди в глинах и циркония в глинах и песчаных породах; в евлановских и ливенских — у циркония в глинах; в задонско-елецких — у бария и циркония в песчаных разностях и глинах, у свинца — в глинах; в данково-лебедевских — у титана, меди, свинца и бария в песчаных и у циркония в глинистых, песчаных и карбонатных породах. Как видим, количество элементов, содержания которых превышают кларк литосферы, увеличивается сверху вниз по разрезу. Особенно четко это проявляется в каменноугольных отложениях, где по сравнению с девонскими резко увеличивается количество элементов с превышающими кларк содержаниями. Так, в отложениях турнейского яруса превышают кларк медианные концентрации титана и иттербия в глинах, свинца и циркония в песках и глинах; визейского яруса — ванадия и свинца в глинах, циркония в песчаных и глинистых отложениях; намюрского яруса — никеля, ванадия, иттербия в глинах; башкирского яруса — никеля, ванадия, титана, галлия, циркония, иттербия в песках и глинах, бария и свинца — в песчаных породах; московского яруса — бария, свинца, ванадия во всех породах, никеля, титана, галлия, циркония, иттербия — в песках и глинах, марганца — в карбонатах.

В нижнепермских отложениях количество элементов с превышающими кларк содержаниями уменьшается, резко снижаясь в верхней перми. Выше кларка литосферы в нижней перми содержания ванадия и иттербия в песках и глинах, циркония — в песках и конгломератах, никеля, галлия, свинца в глинах; в верхней перми — лишь титана в глинах и циркония в песчаных образованиях.

В целом по разрезу содержания микроэлементов отдельно в глинистых, песчаных, карбонатных, солевых отложениях и ангидритах склонны увеличиваться или, наоборот, уменьшаться в литологических типах пород определенного возраста, что и позволило выделить элементы-индикаторы возраста и рекомендовать их к использованию в целях корреляции осадочных образований верхнего и среднего палеозоя.

Путем измерения содержаний в г/см^3 на 100 г породы, т.е. с учетом объемного веса пород, выявлены следующие индикаторы возраста:

Пярнуско-наровская серия: для песчаных отложений характерны максимумы концентраций никеля, ванадия, хрома, минимумы — титана, циркония, бария; для глинистых пород — повы-

шенные содержания титана, бария, никеля, меди, свинца, галлия, пониженные — циркония, ванадия, хрома, кобальта; для карбонатных пород — максимум циркония; для ангидритов — максимум меди и минимум бария.

Старооскольский горизонт: для песчаных отложений характерны максимумы содержаний циркония, бария, меди, свинца, для глинистых — ванадия, кобальта, хрома и минимумы — галлия, меди, никеля, бария, марганца, титана.

Пашийско-кыновский горизонт: песчаные породы выделяются повышенными содержаниями титана, глинистые — никеля, галлия, меди, марганца, бария, циркония, титана; карбонатные — титана и минимальными содержаниями — циркония и ванадия.

Саргаевский горизонт: карбонатные породы характеризуются максимумом ванадия, минимумом марганца и никеля; ангидриты — максимумом циркония и ванадия, минимумом меди.

Семилуцкий горизонт: для карбонатных пород характерно повышенное содержание марганца.

Воронежский горизонт: для карбонатных пород характерно уменьшение содержаний меди, хрома, циркония, марганца.

Евлановский горизонт: в песчаных отложениях — минимум титана, в глинистых — максимум никеля; в карбонатных — максимум галлия, ванадия, хрома, марганца.

Ливенский горизонт: песчаные образования выделяются минимальными концентрациями меди и ванадия; глинистые — свинца, стронция, никеля, меди, ванадия; карбонатные — галлия и максимальными — циркония, бария, меди.

Задонско-елецкий горизонт: глинистые породы характеризуются максимумами марганца, бария, циркония, стронция, свинца, никеля, галлия; песчаные — галлия, стронция, бария; карбонатные — галлия и минимумами меди, ванадия, бария, циркония.

Данково-лебединский горизонт: песчаные отложения выделяются повышенными содержаниями титана, циркония, марганца, ванадия, меди, свинца; карбонатные — бериллия, меди, ванадия, циркония, марганца, титана, бария; глинистые — пониженными содержаниями свинца и никеля.

Турнейский ярус: для глинистых пород характерны максимумы титана и иттербия, для карбонатных — минимумы меди и марганца.

Визейский ярус: песчаные отложения характеризуются низкими концентрациями титана, циркония, марганца, бария, ванадия, свинца, никеля, меди; глинистые — марганца, иттербия, кобальта, галлия, пиками иттрия и свинца; карбонатные — максимумами марганца и меди.

Намюрский ярус: глины выделяются повышенными содержаниями марганца и кобальта, пониженными — свинца, меди, титана; карбонатные — максимумом ванадия и минимумом меди, титана, марганца.

Башкирский ярус: для песчаных пород характерна высокая концентрация титана; для глинистых — титана и иттербия и низкая — иттрия, марганца; для карбонатных — минимальная концентрация ванадия.

Московский ярус: песчаные породы выделяются максимумом иттербия, меди, свинца, галлия, хрома; глинистые — иттрия, галлия, хрома, циркония, ванадия; карбонатные — хрома, галлия, свинца, меди, ванадия, бария, марганца, титана.

Нижнепермский отдел: для песчаных отложений характерен максимум бериллия, для глинистых — бария и марганца.

Верхнепермский отдел: четко выделяется минимумами титана, иттербия, ванадия, марганца, бериллия и других (почти всех) элементов как в песчаных, так и в карбонатных и глинистых породах. Если выражать содержания микроэлементов в атомных количествах или в весовых процентах, т.е. не учитывать объемный вес породы, то качественный набор элементов-индикаторов возраста не изменяется, но резко снижается их количество (при выражении в атомных весах) или затушевывается четкость максимумов и минимумов.

Анализируя в целом выявленные закономерности в распределении элементов по разрезу осадочной оболочки, можно сделать вывод, что для корреляции и расчленения разреза по геологическим данным в условиях Белоруссии следует использовать элементы группы железа (никель, кобальт, ванадий, титан, хром, марганец), а также галлий, свинец, цирконий, медь, гораздо реже свинец, иттербий, итрий, стронций, бериллий. При этом для предварительного расчленения можно ограничиться выражением содержаний в весовых процентах, но для более детальных построений необходимы пересчеты на объемный вес конкретных разновозрастных пород.

Как показало изучение зависимости геохимических параметров НПП от его геологических особенностей, распределение химических элементов в осадочных горных породах контролируется неравновесными процессами и определяется следующими основными факторами: вещественным составом пород областей сноса, условиями среды областей питания, включая характер и интенсивность выветривания, способом переноса химических элементов, условиями среды осадконакопления, количеством и характером биомассы в зоне осадконакопления, климатической

зональностью территории, тектонической активностью и проявлениями вулканизма, поступлением вещества из космоса, диагенетическими и эпигенетическими процессами. Все они обычно в той или иной степени привлекаются для объяснения характера распределения -- концентрации или рассеяния элементов в осадочных породах. Некоторые из этих зависимостей, зафиксированные автором при изучении геохимии осадочной толщи Белоруссии, приведены в настоящей главе.

По всей вероятности, распределение элементов контролируется комбинацией всех факторов, различно проявляющихся на той или иной стадии образования породы и в какой-то степени коррелирующихся между собой. Выявить главные из них как для определенного региона, объекта, конкретной группы пород, фации и т.д., так и для различных типов литогенеза в целом -- одна из главных задач геохимических исследований осадочной оболочки. В какой-то мере эту задачу для девона Припятской впадины автор попытался решить в настоящей работе.

Глава II.

ОСОБЕННОСТИ НОРМАЛЬНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛОРУССИИ

Детальное описание нормального геохимического поля (НГП) различных горизонтов девона Белоруссии дано в ряде работ (Махнач, Бордон, 1971; Бордон, 1970, 1974 а; Махнач и др., 1974 и др.), в связи с чем здесь мы кратко остановимся лишь на общей характеристике НГП, его отдельных специфических чертах и особенностях.

Рассмотрим в целом поля концентрации порообразующих и малых химических элементов в основных литологических типах осадочных пород девона Белоруссии. Анализ поля концентрации в песчано-алевритовых породах (рис.6) позволил выделить три группы элементов в зависимости от их устойчивых фоновых содержаний: I — с концентрацией во всех случаях выше кларков песчаников (алюминий, калий, никель); II — с содержанием ниже кларков (хром, сера, углерод); III — самая большая группа элементов, фоновые содержания которых колеблются от ниже до выше кларковых*. Те же три группы выделяются для глинистых и карбонатных пород, что показано на соответствующих полях концентрации (рис. 7, 8). К первой группе (глинистые отложения) относятся железо, калий, фосфор; ко второй — титан, барий, хром, кобальт, бериллий; к третьей — все остальные элементы. В карбонатных породах к I группе принадлежат сера и хром; ко II — только кальций, все остальные элементы относятся к III группе.

Фоновые содержания большинства элементов в девонских отложениях Белоруссии ниже кларков литосферы или близки к ним и подчиняются основным глобальным закономерностям кларков. Здесь действует правило Оддо-Гаркинса, наблюдается в общем случае уменьшение содержаний с ростом атомного веса и др.

* Здесь и далее кларковые содержания элементов взяты по А.П.Виноградову (1962).

Из литологических разностей пород наиболее бедны микроэлементами соли и сульфаты. Обогащены чаще всего глинистые или карбонатные породы, реже — песчаники.

Геохимический тип распределения элементов (Страхов, 1968) в девонских отложениях Белоруссии значительно изменяется снизу вверх по разрезу от переходного (пяруско-наровская серия) до согласованного упорядоченного и контрастного (задонско-елецкие отложения).

В этом же направлении наблюдается рост коэффициента распределения элементов (Бордон, 1973) — от 0,42 до 0,82 в задонско-елецком горизонте; в данково-лебедянской толще коэффициент снова резко снижается до 0,42. Видимо, в ходе геологического времени на протяжении всего девона постепенно возрастала роль химического выветривания в областях денудации вплоть до данково-лебедянского времени, когда снова усилились процессы физического разрушения пород и перенос материала в бассейны седиментации осуществлялся главным образом в виде взвесей.

В разрезе девонских отложений снизу вверх уменьшается величина коэффициента устойчивости минералов тяжелой фракции — от 11,5 в пяруско-наровской серии до 5,1 в фаменских отложениях. Изменение коэффициентов вариации, стандартов, отношения пар различных химических элементов и других геохимических показателей не носит направленный характер: в различных стратиграфических подразделениях фиксируются резкие мак-

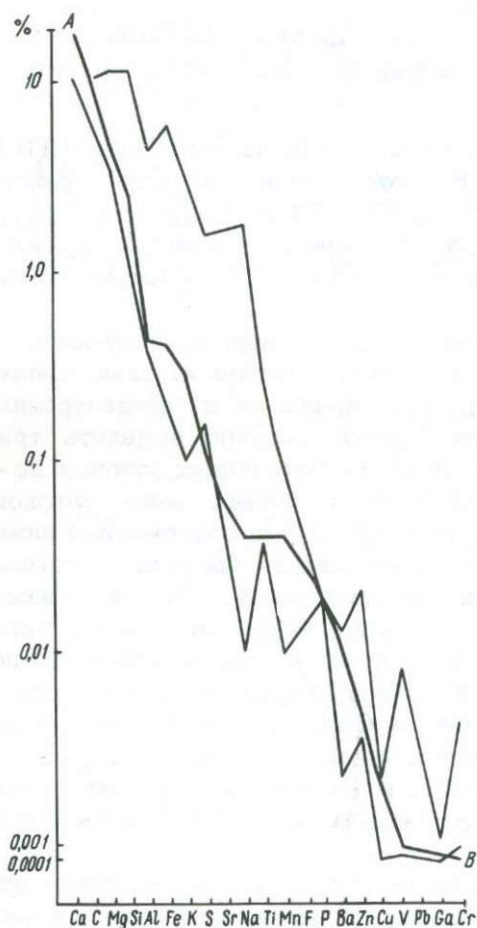
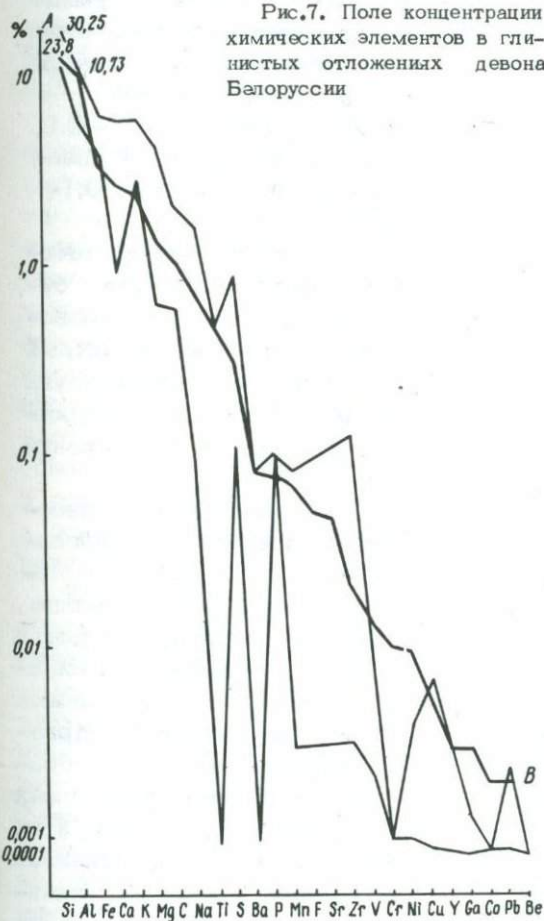


Рис. 6. Поле концентрации химических элементов в песчано-алевритовых породах девона Белоруссии. Здесь и на рис. 7 и 8 АВ — линия кларков по А. П. Виноградову (1962)

симумы и минимумы этих величин (Махнач и др., 1974). Анализ металлогенической специализации девонских отложений позволяет считать подсолевою терригенную толщу перспективной на медь, титан, цирконий, а надсолевой комплекс — на барий, свинец, медь, редкие элементы.

Величины фоновых содержаний микроэлементов в живецких и франских отложениях приведены в литературе (Махнач



и др., 1974), а фаменских даны в пятой главе этой книги. Ниже остановимся на характеристике латеральной и вертикальной геохимических зональностей и основных типах палеоландшафтов в девонское время.

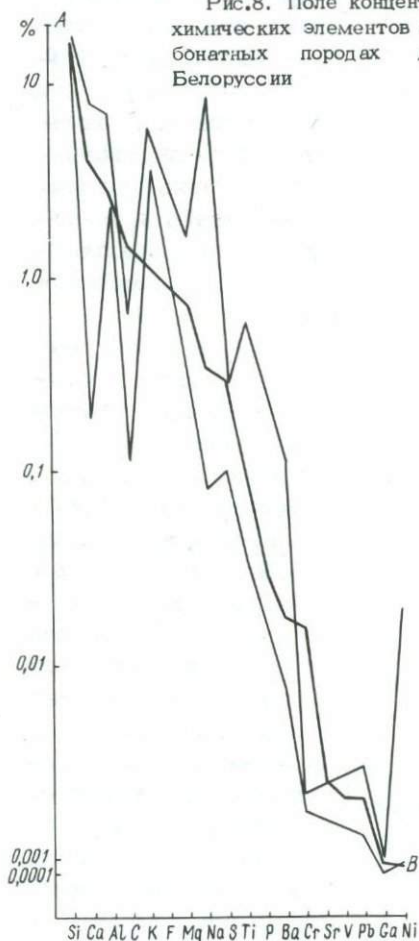
Многие исследователи считают геохимический фон постоянной величиной в пределах довольно значительных территорий. Однако работы по составлению картосхем распределения марганца, ванадия и других компонентов в осадочных породах Белоруссии показали переменный (в пределах местных кларков) характер средних содержаний элементов. Так, медианные концентрации марганца в среднедевонских отложениях республики колеблются в одном НПП от тысячных до десятых долей процента (Махнач и др., 1974).

Величина суммы фоновых содержаний микроэлементов группы железа изменяется по площади распространения отложений пярнуско-наровской серии от 1,05—0,98% в Припятской впадине

и др., 1974). Величина суммы фоновых содержаний микроэлементов группы железа изменяется по площади распространения отложений пярнуско-наровской серии от 1,05—0,98% в Припятской впадине

не (Гороховская площадь) до 0,1—0,15% к югу, западу и северо-востоку (до широты г.Речицы). В старооскольских отложениях НПП сравнительно однородно и сумма элементов колеблется в пределах 0,9—1,1%. В отложениях пашийско-кыновского возраста ее значение варьирует от 0,2—0,3% в северных частях Припятской впадины до 1,2% в центральных и южных, составляя на северо-востоке Белоруссии минимум (0,01—0,05%).

Рис.8. Поле концентрации химических элементов в карбонатных породах девона Белоруссии



В саргаевском горизонте величина суммы содержания микроэлементов группы железа изменяется в пределах 0,06—0,4%, в семилукском — 0,06—0,2, в воронежском, евлановском и ливенском — 0,1—0,6%.

Сравнительно-геохимический анализ девонских отложений Белоруссии позволил выявить в различных структурно-тектонических зонах республики свои уровни фоновых содержаний элементов.

Изучение закономерностей распределения марганца, никеля, кобальта, ванадия, титана, хрома, свинца, галлия, циркония, иттрия и других элементов по площади развития отдельных стратиграфических подразделений девона (исследовались изменения процентных содержаний элементов и их суммарных коэффициентов накопления) показало нали-

чие в пределах НПП отдельных горизонтов специализированных геохимических провинций и зон.

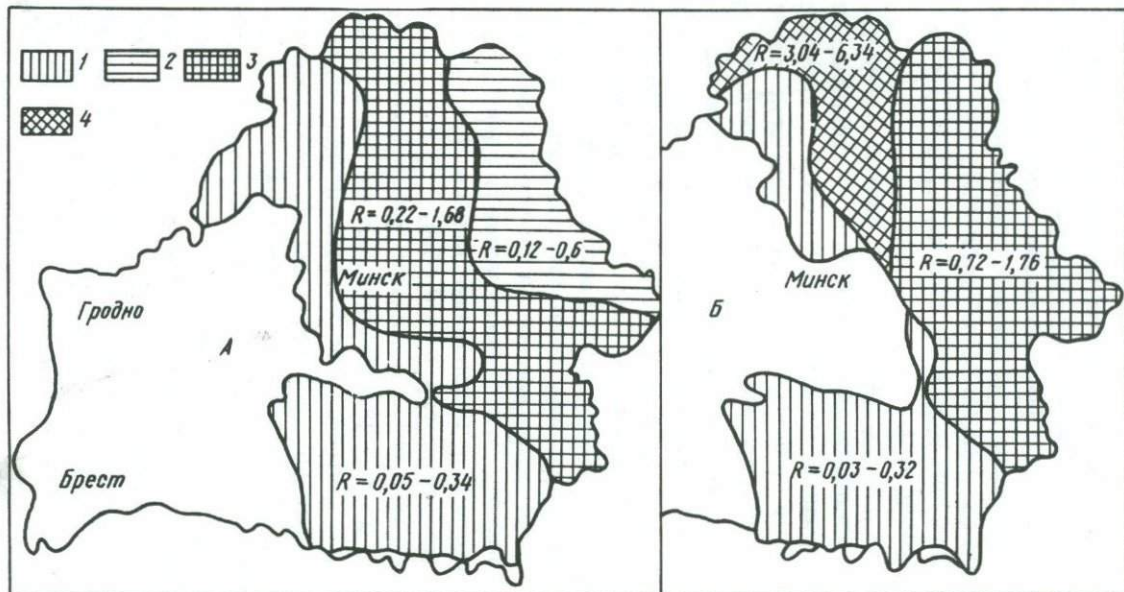
На карте распространения отложений пярнуско-наровской серии (рис.9) выделяются три зоны с различным характером распределения микроэлементов. Наиболее бедны микроэлементами западная и южная зоны (склоны Белорусской антеклизы, При-

пятская впадина), где коэффициент накопления (R) изменяется от 0,05--0,06 в карбонатных породах до 0,14--0,34 в глинистых (в песчано-алевритовых 0,01--0,14). Северо-восточная зона (в основном Оршанская впадина) отличается резким повышением коэффициента накопления элементов в песчаниках и алевролитах (до 0,6) и снижением в глинах и сланцах, т.е. по сути изменением геохимического профиля большинства элементов. В центральной зоне (Воронежская антеклиза, Жлобинская и Латвийская седловины) наблюдается некоторое увеличение коэффициента накопления во всех литологических типах пород (0,25--1,38 в песчаниках и алевролитах, 0,72--1,68 в глинах, 0,22--0,82 в карбонатах).

В старооскольских отложениях отмечается зональность, аналогичная пярнуско-наровской серии, т.е. субмеридионального направления, западная зона характеризуется коэффициентом накопления порядка 0,03--0,32 (табл.4), примерно таким же, что и для западной зоны отложений пярнуско-наровской серии. В восточной зоне (Оршанская впадина, Жлобинская седловина) повышены содержания микроэлементов, коэффициент накопления здесь изменяется от 0,72 до 1,76. Центральная зона резко сужается. К ней относится лишь Латвийская седловина и районы несколько южнее ее. Здесь наблюдается резкое увеличение коэффициентов накопления микроэлементов в песчано-алевритовых (более чем в 6 раз выше кларка) и глинистых отложениях (в 3 раза выше кларка). В песчаных разностях пород отмечается в основном тенденция к накоплению ванадия и циркония, в глинах -- тех же элементов и иттербия.

В пашийско-кыновских отложениях, развитых в двух изолированных частях территории Белоруссии -- на юго-востоке и северо-востоке, выделяется соответственно две зоны с различными закономерностями распределения микроэлементов. Юго-восточная зона характеризуется относительно низкими величинами коэффициента накопления элементов: 0,44 в песчано-алевритовых породах, 0,16 -- в глинистых и 0,05 в карбонатных. Северо-восточная зона отличается низкими значениями коэффициента для карбонатных образований (в основном 0,01 и лишь в ее северных частях -- до 0,59), но значительными для песчаников (1,51--0,84) и глин (2,95--2,23) за счет повышенных содержаний циркония (0,1--0,2%), иттербия (до 0,0003%), ванадия (до 0,04%), меди (до 0,03, 0,05%) и других элементов.

В саргаевских отложениях выделяются те же две зоны, но в обеих значение коэффициентов накопления соответственно ниже.



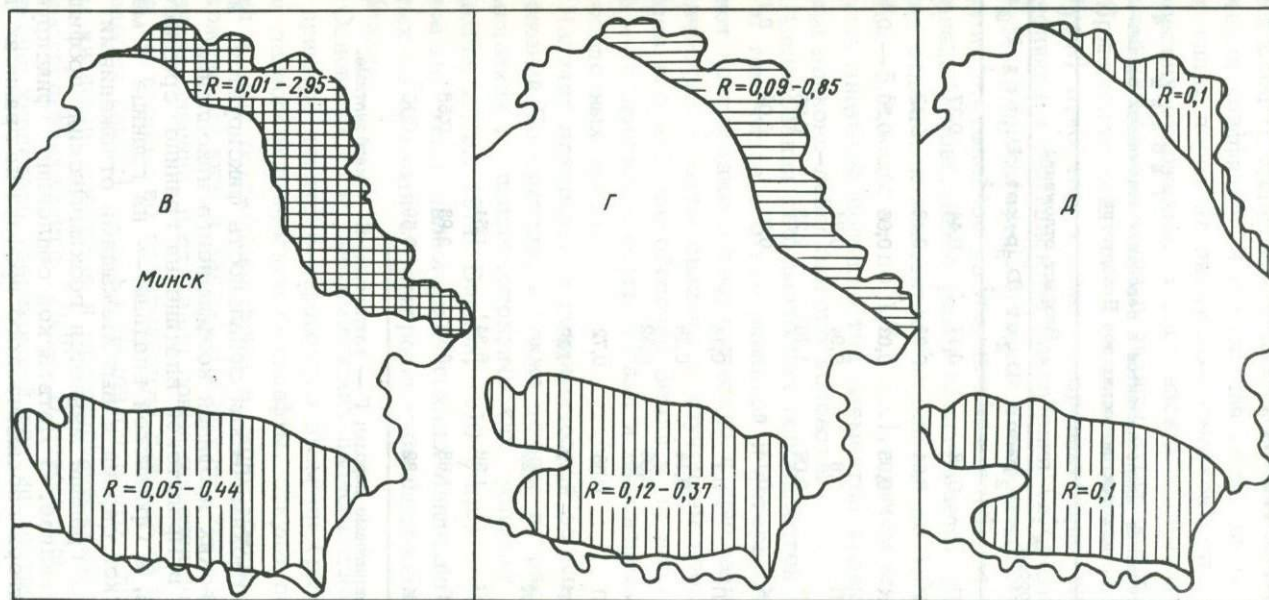


Рис.9. Латеральная геохимическая зональность девонских отложений Белоруссии: А — прылуско-наровская серия; Б — старооскольский; В — пашийско-кыновский; Г — саргаевский; Д — семилукский горизонты; 1—4 — геохимические зоны (провинции) с максимальными значениями коэффициента накопления элементов (R): 1 — менее 0,5; 2 — 0,5—1,0; 3 — 1—3,0; 4 — выше 3,0

В сем илукских отложениях выделена одна зона с низкими значениями коэффициента накопления элементов в карбонатных породах (0,1; см.табл.4).

Таблица 4
Коэффициенты накопления микроэлементов в девонских отложениях различных тектонических зон Белоруссии

Тектоническая зона	Порода*	Возраст отложений				
		D ₂ p-nr	D ₂ st	D ₃ p-kn	D ₃ sr	D ₃ sm
Припятская впадина	П	0,18	0,17	0,44	0,37	
	Г	0,34	0,25	0,16	0,12	
	К	0,05	0,03	0,05	0,20	0,10
Оршанская впадина	П	0,6	0,84	0,84		
	Г	0,06	1,76	2,23	0,85	
	К	0,12		0,01	0,09	0,1
Белорусская антеклиз	П	0,1	0,18			
		0,14	0,28			
		0,06	0,32			
Жлобинская седловина	П	0,68	0,72			
	Г	0,72	1,29			
	К	0,22				
Латвийская седловина	П	1,38	6,34	1,51		
	Г	1,68	3,04	2,95	0,55	
	К	0,82		0,59	0,10	

* П — песчано-алевритовые породы; Г — глинистые; К — карбонатные.

Латеральная геохимическая зональность фиксируется и по смене геохимических профилей коэффициента накопления. Они резко меняются в Припятской впадине на границе среднего и верхнего девона, в Оршанской впадине — на границе между пярнуско-наровской серией и вышележащими отложениями девона. На этой же границе меняется геохимический профиль в Белорусской антеклизе. В Латвийской седловине фиксируется изменение характера геохимического профиля на границах пярнуско-наровская серия—староскольский горизонт и средний—

верхний девон.

В основных регионах развития девонских отложений — в Припятской и Оршанской впадинах — наблюдается увеличение значения коэффициента накопления снизу вверх по разрезу во всех типах пород от пярнуско-наровской серии до пашийско-кыновских отложений. В саргаевских и семилюкских отложениях отмечается снижение величины этого коэффициента.

Припятская впадина на стадии дорифтовой синеклизы (D_2 — $D_3 sm$) относится к зоне со сравнительно низкими фоновыми значениями коэффициентов накопления (в среднем в 10 раз ниже кларка литосферы). Начиная с воронежского времени происходит постепенное увеличение его значения до кларковых уровней. Одновременно резко увеличивается коэффициент накопления отдельных элементов (свинца — до 1,91; циркония — до 5,2—5,9; меди — до 1,7 и др.), причем максимальные кларковые значения большинства элементов характерны для отложений данково-лебедянского возраста.

Исследования геохимических особенностей осадочного чехла, в том числе его вертикальной и латеральной зональности, имеют немаловажное теоретическое и прикладное значение. Теоретические аспекты связаны с изучением геохимических процессов в осадочной оболочке Земли и их эволюцией; прикладные — с поисками нефти и газа и выяснением металлонности осадочных пород.

Наличие латеральной геохимической зональности девонских отложений Белоруссии, а также данные по реконструкции геохимических и палеогеографических условий седиментогенеза (Махнач и др., 1974; Бордон, 1970 и др.) позволяют выделить основные типы палеогеохимических ландшафтов, наиболее развитых на площади стратиграфических подразделений девона республики.

Основные типы геохимических палеоландшафтов рассмотрены на примере пярнуско-наровского времени (рис.10). Денудационные палеогеохимические ландшафты, откуда поставлялся материал в зону осадконакопления в пярнуско-наровское время, расположены на юге и западе. На юге — это низменная денудационная равнина, постепенно повышающаяся на юг и переходящая постепенно во всхолмленную равнину, а на крайнем юге (в пределах карты) — в возвышенное плато, сложенное в основном кислыми, средними и метаморфическими породами кристаллического фундамента (УКЩ). В целом для пярнуско-наровского времени характерен переходный подтип пестрого типа распределения элементов (коэффициент распределения равен 0,42), когда

- | | | | |
|--|----|--|----|
| | 1 | | 11 |
| | 2 | | 12 |
| | 3 | | 13 |
| | 4 | | 14 |
| | 5 | | 15 |
| | 6 | | 16 |
| | 7 | | 17 |
| | 8 | | 18 |
| | 9 | | 19 |
| | 10 | | 20 |

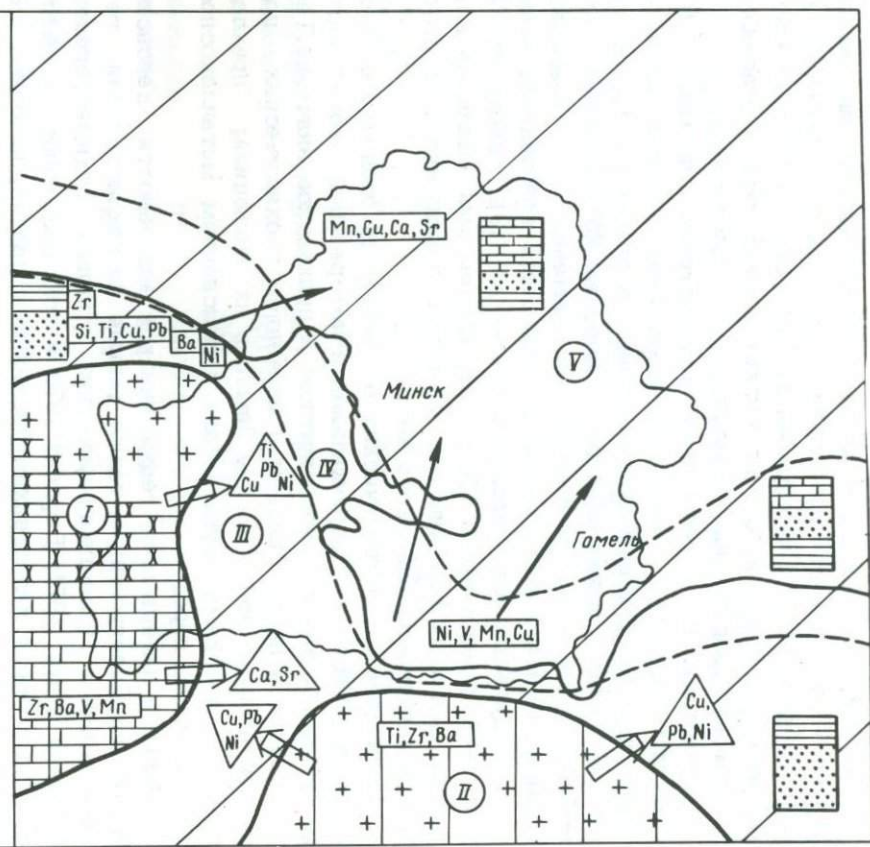


Рис.10. Схематическая палеоландшафтно-геохимическая карта пярнуско-наровского времени запада Русской плиты: 1 — современная граница распространения отложений пярнуско-наровской серии; 2 — древняя береговая линия (в пярнуско-наровское время), граница между денудационным и аккумулятивным типами ландшафта; 3 — направление транспортировки материала; 4 — направление увеличения карбонатности отложений; 5—10 — основные литологические типы осадков и пород; в областях сноса: 5 — кислые, основные и метаморфические породы кристаллического фундамента ($A-PR_2$); 6 — песчаники и алевролиты гдовского горизонта валдайской серии (PR_3gd); 7 — карбонатные породы силура (S); в областях аккумуляции осадков: 8 — накопление главным образом терригенных осадков с преобладанием песков и алевроитов; 9 — накопление терригенных и карбонатных осадков с преобладанием терригенных (сумма глин и песков); 10 — накопление карбонатных (50—60%), терригенных (40—50%) осадков; 11 — денудационные палеогеохимические ландшафты; 12 — аккумулятивные палеогеохимические ландшафты; 13 — границы элементарных палеогеохимических ландшафтов; 14 — холмистая равнина; преобладает механическая денудация; климат умеренно теплый гумидный; большинство химических элементов переносится в виде взвесей и обломков минералов; в южных частях разрушаются известняки и мергели силура; в центральных — песчаники гдовского горизонта; на севере — породы кристаллического фундамента; 15 — низменная денудационная равнина, постепенно повышающаяся на юг и переходящая в холмистую равнину и возвышенное плато; преобладает химическое выветривание; климат гумидный; разрушаются в основном различного состава породы кристаллического фундамента; 16 — прибрежно-морской палеоландшафт; прибрежная подводная равнина неглубокого морского бассейна; область формирования терригенной формации и накопления кластогенных элементов, а также меди, свинца, никеля; 17 — прибрежно-морской палеоландшафт; подводная равнина мелководного морского бассейна с соленостью, близкой к нормальной; область формирования терригенной формации с повышенной глинистостью пород и накопление таких элементов, как никель, ванадий, марганец, медь; 18 — ландшафт открытого моря; подводная равнина относительно глубоководного морского бассейна с периодическими колебаниями глубин, на крайнем северо-востоке переходящая в батинальную область; область повышенных фоновых содержаний большинства элементов; 19 — химические элементы, выносимые из денудационных палеогеохимических ландшафтов; 20 — химические элементы с тенденцией к накоплению в палеоландшафте

примерно у половины химических элементов максимальные содержания сдвинуты в сторону тонкозернистых отложений (Бордон, 1970). Это говорит о развитии здесь как химического, так и физического типов выветривания. На южной денудационной равнине несколько преобладало, видимо, химическое выветривание. Об этом свидетельствует величина коэффициента распределения, составляющая для южных и юго-восточных частей Припятской впадины 0,52--0,58, а также отсутствие на крайнем юге современного распространения отложений зон осадконакопления терригенных элементов. Климат в пределах ландшафта был гумидный. Относительно малоподвижными элементами были титан, цирконий, барий, более подвижными -- медь, галлий, свинец.

На западе денудационный тип ландшафта представлен холмистой равниной с преобладающей механической денудацией (коэффициент распространения элементов меньше 0,42 и равен 0,35--0,42). Климат умеренно теплый, гумидный. Большинство химических элементов переносилось в виде взвесей и обломков минералов. Подвижность кластогенных элементов выше, чем в южном денудационном ландшафте. Относительно мало подвижными элементами были цирконий, барий, ванадий, марганец, более подвижны -- титан, медь, свинец, никель, на юге -- кальций и стронций. В южной части ландшафта разрушались карбонатные породы -- главным образом известняки и мергели силура, в центральной -- песчаники и алевролиты гдовского горизонта валдайской серии верхнего протерозоя, на севере -- породы кристаллического фундамента. Участок суши представлял собой, видимо, обширный остров.

В пярнуско-наровское время можно выделить 3 типа аккумулятивных палеогеохимических ландшафтов. Область осадконакопления представляла собой обширный морской водоем, глубина которого, судя по увеличению роли карбоната накопления, нарастала на северо-восток. Непосредственно к областям развития денудационных палеоландшафтов примыкала зона прибрежно-морского ландшафта -- прибрежная подводная равнина неглубокого морского бассейна, которая в настоящее время почти не сохранилась. Это была область формирования терригенной формации. Здесь могли накапливаться относительно подвижные в областях сноса элементы: медь, свинец, никель, титан, а у самой береговой линии -- россыпи минералов циркония, бария, титана и других элементов. Далее на север и северо-восток от описанного ландшафта рас-

положен второй подтип прибрежно-морского палеоландшафта — подводная равнина мелководного морского бассейна с соленостью, близкой к нормальной. Это также область формирования терригенной формации, но глинистость пород значительно возрастает. Здесь имеют тенденцию к накоплению никель, ванадий, марганец, медь. Повышенное содержание элементов приурочено большей частью к глинистым алевролитам и песчаникам, в то время как фоновые содержания элементов в глинах несколько снижаются.

Большую часть территории занимает аккумулятивный геохимический палеоландшафт открытого моря. Это подводная равнина относительно глубоководного и обширного морского бассейна с периодическими колебаниями глубин. На крайнем северо-востоке — это уже ландшафт батинальной области. Возрастает роль карбонатных пород в разрезе и содержание марганца, кальция, меди, стронция, ванадия. Это зона с повышенными фоновыми содержаниями большинства малых химических элементов и эмбрионально-рудных концентраций. Однако наиболее перспективными с точки зрения поиска рудных полезных ископаемых следует считать прибрежно-морские палеоландшафты, особенно их крайне южные части, куда сносился материал из двух денудационных ландшафтов.

Характеристика палеогеохимических ландшафтов пярнуско-наровского времени дана, конечно, обобщенно, по преобладанию тех или иных показателей, без учета некоторых важных деталей и временных факторов. Так, например, в конце наровского времени, при формировании верхней части разреза, в зоне прибрежно-морских ландшафтов периодами господствовали лагунные условия, усилился одновременно приток вещества с юга, где в областях сноса повысилась роль химического выветривания. Соленость воды в лагуне была повышенной, о чем свидетельствует присутствие в разрезе гипсов и ангидритов, прослой галита (д.Виша), первично-седиментационных доломитов и др. Однако по преобладающему типу осадков и геохимических показателей мы здесь показываем прибрежно-морские условия осадконакопления в бассейне с соленостью, близкой к нормальной. В целом в аккумулятивном типе ландшафта преобладали восстановительные геохимические условия. Об этом свидетельствует низкая величина окисного и закисного железа (1,69), повышенные содержания пирита, органического углерода и другие признаки (Бордон, 1970).

К приведенным типам геохимических ландшафтов во времена формирования других стратиграфических подразделений

добавлялись новые, периодически менялись палеогеографические и палеогеохимические условия, в различное время преобладали различные типы осадконакопления — карбонатного или терригенного, менялся климат, возникали и исчезали благоприятные обстановки для формирования различных видов полезных ископаемых. Видимо, изучение геологической истории и палеогеохимических ландшафтов позволит в дальнейшем точнее прогнозировать и направлять поисковые работы. В задачу

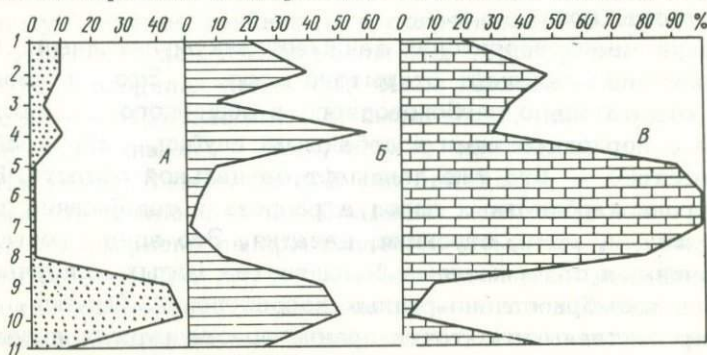


Рис.11. Изменение объемов литогенеза различного типа: А — накопление песчано-алевритового материала; Б — глинистого; В — карбонатонакопление; возраст отложений: 1 — данково-лебедянский; 2 — задонско-елецкий; 3 — ливенский; 4 — евлановский; 5 — воронежский; 6 — алатырский; 7 — семилукский; 8 — саргаевский; 9 — пашийско-кыновский; 10 — старооскольский; 11 — пярнуско-наровский

настоящей книги эти исследования не входили. Они являются целью следующего этапа геохимического изучения осадочной обочонки запада Русской плиты.

Вертикальная геохимическая зональность.

В геологической истории девона Белоруссии можно выделить три стадии (рис.11): I — время формирования подсолевых терригенных отложений (D_2p-nr , D_2st , D_3p-kn); II — время преимущественного карбонатонакопления (от D_3sr до D_3ev) и III — время накопления терригенного вулканогенного карбонатного материала и минеральных солей (рис. 12). Зависимость распределения химических элементов от литологических особенностей пород, вулканических эксгаляций и других факторов ярко проявится при анализе изменения концентраций элементов в обобщенном разрезе девонских отложений Белоруссии. Выделены три геохимические зоны с преимущественным накоплением различных химических элементов: нижняя зона — кластогенных элементов (титана, хрома и пр.), средняя — элементов карбонатных пород (кальция, магния, строн-

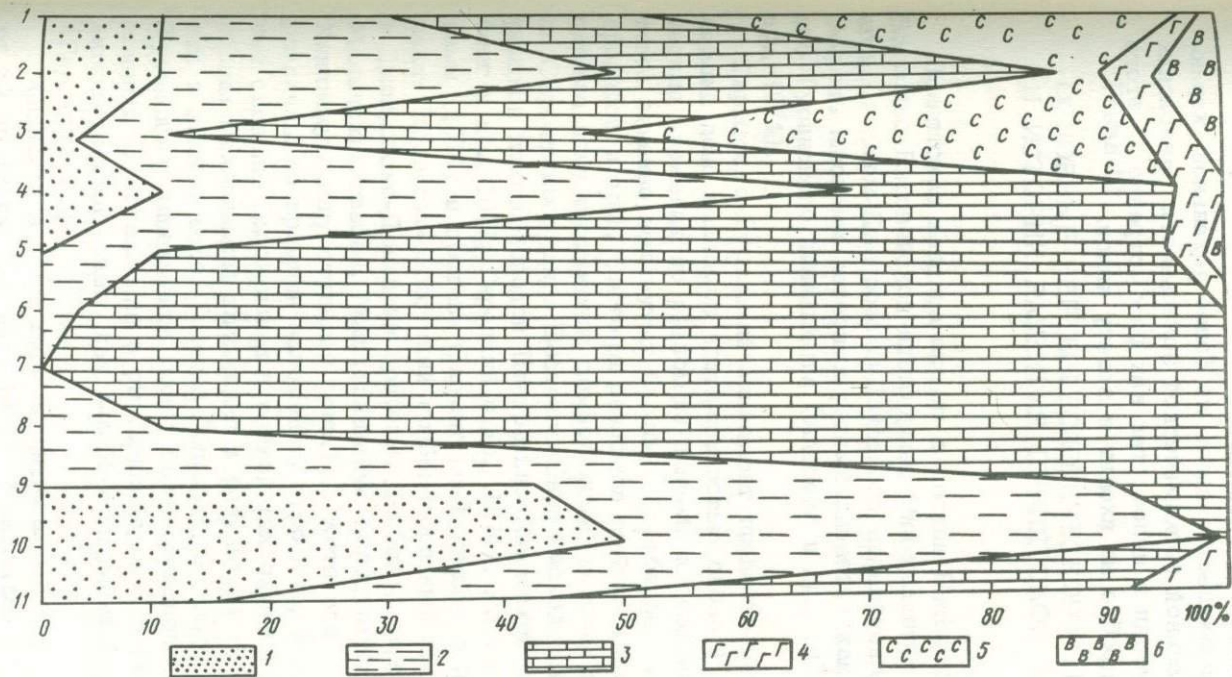


Рис.12. Соотношение различных типов пород в разрезе девона Белоруссии и его изменение во времени: 1 -- песчано-алевритовые породы; 2 -- глинистые; 3 -- карбонатные; 4 -- гипсы и ангидриты; 5 -- соли; 6 -- вулканиты; 1--11 по вертикали -- возраст отложений (см.рис.11)

ция и др.), верхняя — суммы элементов (кластогенных, карбонатных пород, вулканогенных, солей и др. — Ti , Zr , Ca , Mg , K , Na , Cr). Третья зона сравнительно обогащена большинством химических элементов.

Автор не останавливается здесь на более детальной характеристике вертикальной геохимической зональности девонских отложений Белоруссии в целом, так как рассмотрение этого вопроса более подробно не входит в задачу книги.

Глава III

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ

Припятская впадина входит в состав Русской плиты древней Восточно-Европейской платформы. Она является юго-восточным продолжением Днепровско-Донецкого авлакогена, который в свою очередь многими авторами рассматривается как часть Сарматско-Туранского линеамента (Айзберг и др., 1971; Гарецкий и др., 1974).

Сарматско-Туранский линеament представляет собой крупнейший пояс разломов протяженностью около 4000 км. Тектонические движения по разломам привели к созданию сложной системы линейно вытянутых блоков (грабенов, грабенообразных прогибов и др.). Система разломов представляет собой планетарную зону растяжения земной коры, которая заложилась в теле Сарматского щита Восточно-Европейской платформы и Туранской плиты молодой Центрально-Азиатской платформы (Айзберг и др., 1971; Гарецкий и др., 1974). Р.Г.Гарецкий с соавторами (1974) в составе Сарматско-Туранского линеамента выделяют Подляско-Брестский грабенообразный прогиб, Припятский и Днепровско-Донецкий грабены, Донбасс, кряж Карпинского, Маньчский грабен, Мангышлакскую складчатую зону и Бухаро-Хивинскую зону ступеней (рис.13). Хотя все эти структуры различны по времени заложения, строению, истории развития, они связаны положением в единой тектонической зоне, а также общим механизмом заложения в результате процессов растяжения в земной коре. Генезис большинства структур Сарматско-Туранского линеамента может быть объяснен с позиций современных представлений о рифтогенезе, а всю тектоническую зону можно рассматривать как аналог современных рифтовых поясов (Гарецкий и др., 1974).

Мощность земной коры в пределах Белоруссии изменяется от 32 до 42 км (Хотько, 1974). Максимальные глубины залега-

ния поверхности Мохоровичича приурочены к юго-восточной части республики. Здесь структурные формы поверхности Мохоровичича имеют субширотное простирание, наиболее глубокие погружения в северной и южной частях разделены относительным поднятием в центральной части. Вдоль северной, южной и западной границ указанной области выделяются зоны резкого изменения мощности земной коры (рис.14). Они совпадают с гра-

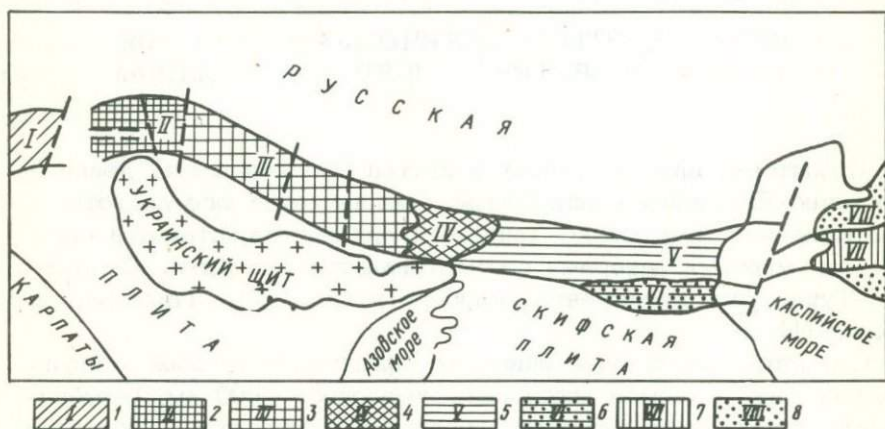


Рис.13. Сарматско-Турани́йский лінеамент земної кори (по Айзбергу і др., 1971): 1 -- Подляско-Брестська впадина; 2 -- Прип'ятська впадина; 3 -- Дніпро-Донецька впадина; 4 -- Донбас; 5 -- Погребенний край Карлінського; 6 -- Маньчжунський грабен; 7 -- Маньчжунська складчаста зона; 8 -- Туранська плита; на сході лінеамент завершується Бухаро-Хівинською зоною ступеней

витаційними ступенями на карті гравітаційних аномалій, с зонами різкого змінення швидкостей сучасних вертикальних рухів, великих градієнтів температур і, видимо, от-ражають місцеполюження глибинних розломів земної кори (Хотько, 1974).

Діапазон глибин залягання поверхності Конрада в межах Білорусії, по геофізическим даним (Хотько, 1974), становить 16--20 км (рис.15). Найглибше границя базальт-граніт залягає в юго-східній частині республіки, в межах Прип'ятської впадини, де виділяються субширотні структури в северній і південних частинах с глибинами залягання поверхності Конрада около 20 км (Хотько, 1974).

Глибина залягання розмитой поверхності кристалічного фундаменту (рис.16) на різних участках Прип'ятської впадини коливається от 1,5 до 5--6,5 км. По даним геофізических досліджень, фундамент впадини характеризується преобладани-

ем отрицательного магнитного поля мозаичного типа.

Как в пределах всей Белоруссии, кристаллический фундамент на территории Припятской впадины представлен глубоко метаморфизованными и гранитизированными комплексами пород архей-нижнепротерозойского возраста. Наиболее широко распространены архейские биотитовые, гранат-биотитовые гранито-гнейсы, мигматиты, с характерными нечеткополосчатыми

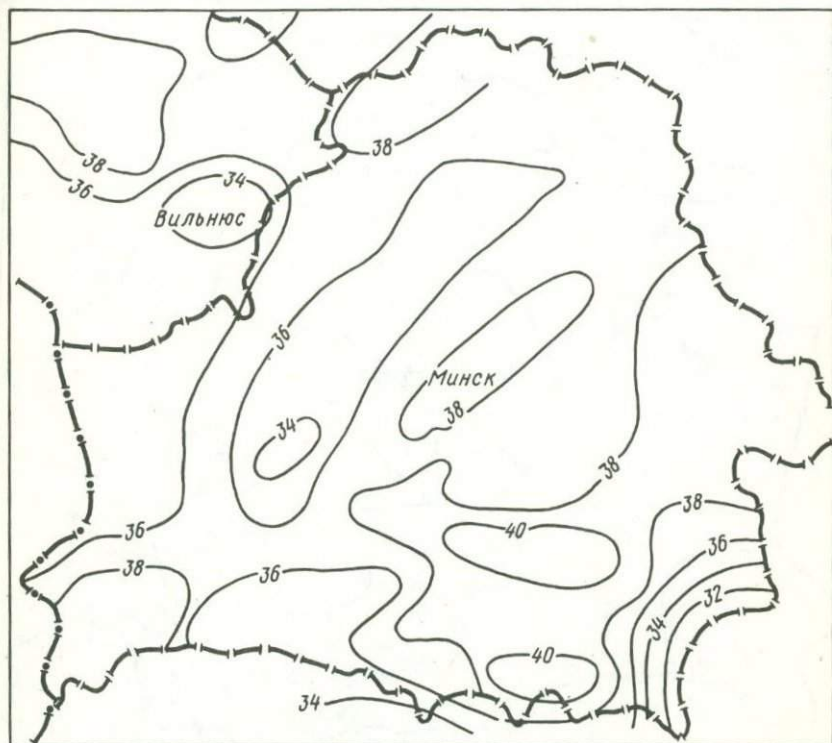


Рис.14. Схема рельефа поверхности Мохоровичича территории Белоруссии (Хотько, 1974), км

текстурами, переходящие в теньевые мигматиты. Эти породы вскрыты скважинами на Осташковичской, Тульговичской, Сколодинской, Копаткевичской, Гороховской, Буйновичской площадях, часто по простиранию гранито-гнейсы и мигматиты переходят в палингенные граниты. В регионально развитой толще мигматитов заключены участки слабо гранитизированных биотитовых, биотит-гранатовых, биотит-гранат-силлиманитовых гнейсов (Хойникская, Стреличевская, Брагинская, Шарпиловская площади). По структурно-текстурным особенностям, химизму, минеральному составу и физическим свойствам эти породы

аналогичны таковым на Белорусской антеклизе, где они слагают древние жесткие гранито-гнейсовые блоки архея (Минский, Барановичский). Аналогичные биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, иногда обогащенные магнетитом, вскрыты скважинами в районах Рогачева, Глуска, Борисова и др. Под микроскопом биотит-гранатовые, биотитовые гнейсы имеют бластопсаммитовую, лепидогранобластовую структуру, парал-

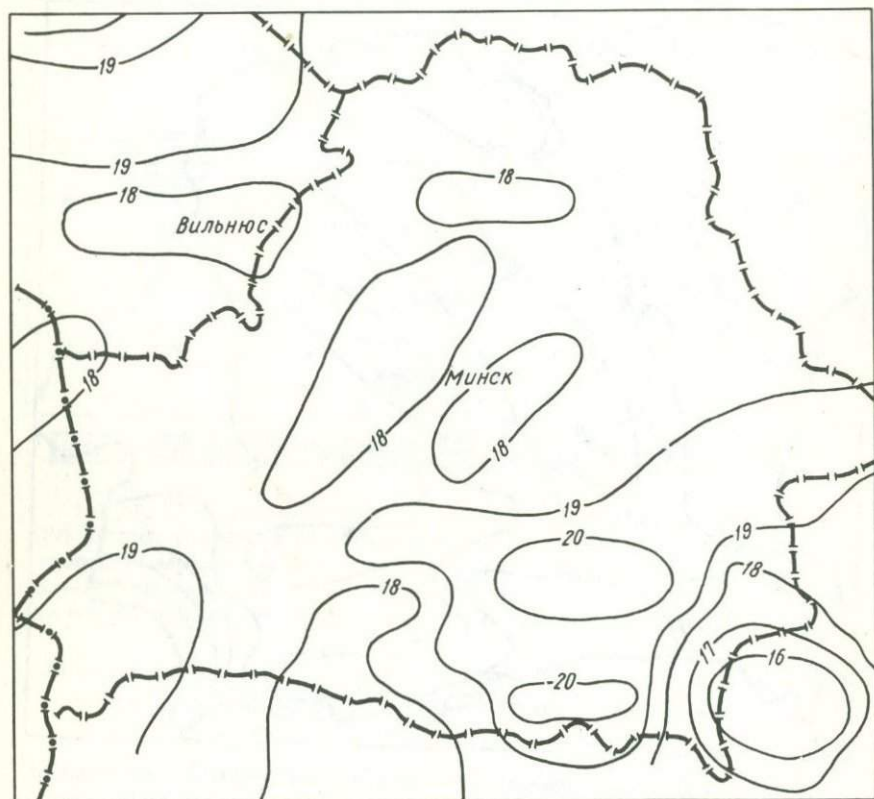


Рис.15. Схема рельефа поверхности Конрада территории Белоруссии (Хотько, 1974), км

лельную текстуру. Минеральный состав характеризуется несколько повышенным содержанием биотита (10--30%, иногда до 70%), плагиоклаза -- 20--60%, кварца -- 5--10, граната -- 0--10, магнетита от единичных зерен до 1--2%, иногда до 10%. Характерной особенностью пород является их четкая сланцеватость. Магнетит в тесной ассоциации с биотитом расположен строго параллельно, отражая, вероятно, первичную слоистость исходных, дометаморфических пород. Биотитовые гранито-гней-

сы и мигматиты представляют собой гранитизированные разновидности описанных выше гнейсов. Они отличаются составом, близким к гранитному, сохраняют признаки параллельной текстуры ориентированным расположением чешуй биотита. Часто имеют нечеткополосчатую текстуру вследствие обособления в процессе метаморфической перекристаллизации прослоев, обогащенных биотитом и лейкократовыми минералами кварц-по-

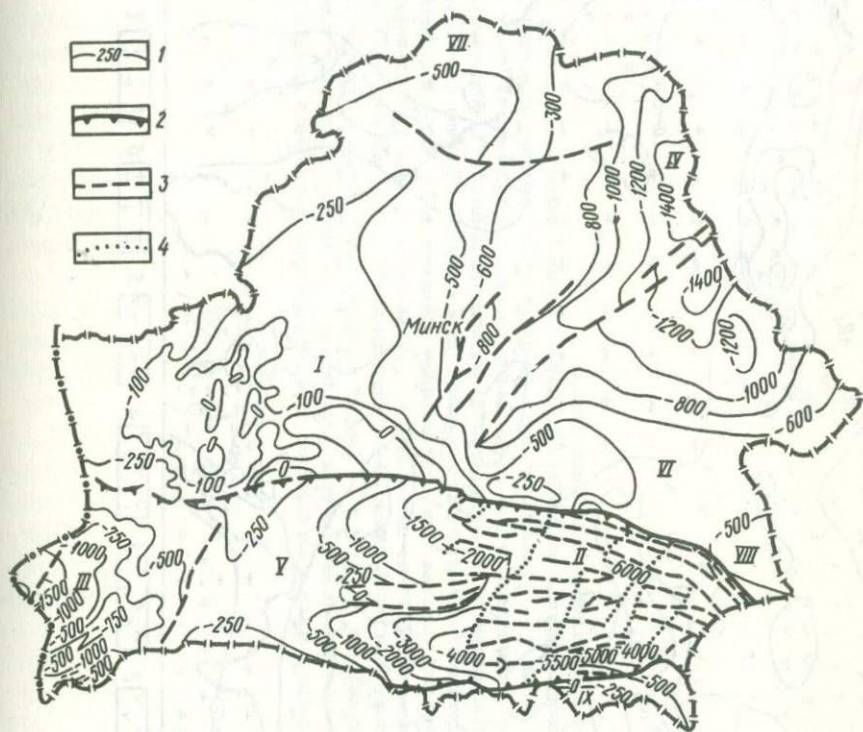


Рис.16. Основные структурно-тектонические элементы и рельеф поверхности кристаллического фундамента на территории Белоруссии (по "Геологии СССР", 1971): I — Белорусский массив; П — Припятская впадина; Ш — Брестская впадина; IV — Оршанская впадина; У — Полесская седловина; VI — Жлобинская седловина; УП — Латвийская седловина; УШ — Воронежский массив; IX — Украинский щит; 1 — изогипсы фундамента; 2 — глубинные разломы, ограничивающие Припятскую и Брестскую впадины; 3 — важнейшие разрывные нарушения; 4 — некоторые поперечные разрывные нарушения на территории Припятской впадины

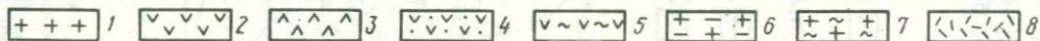
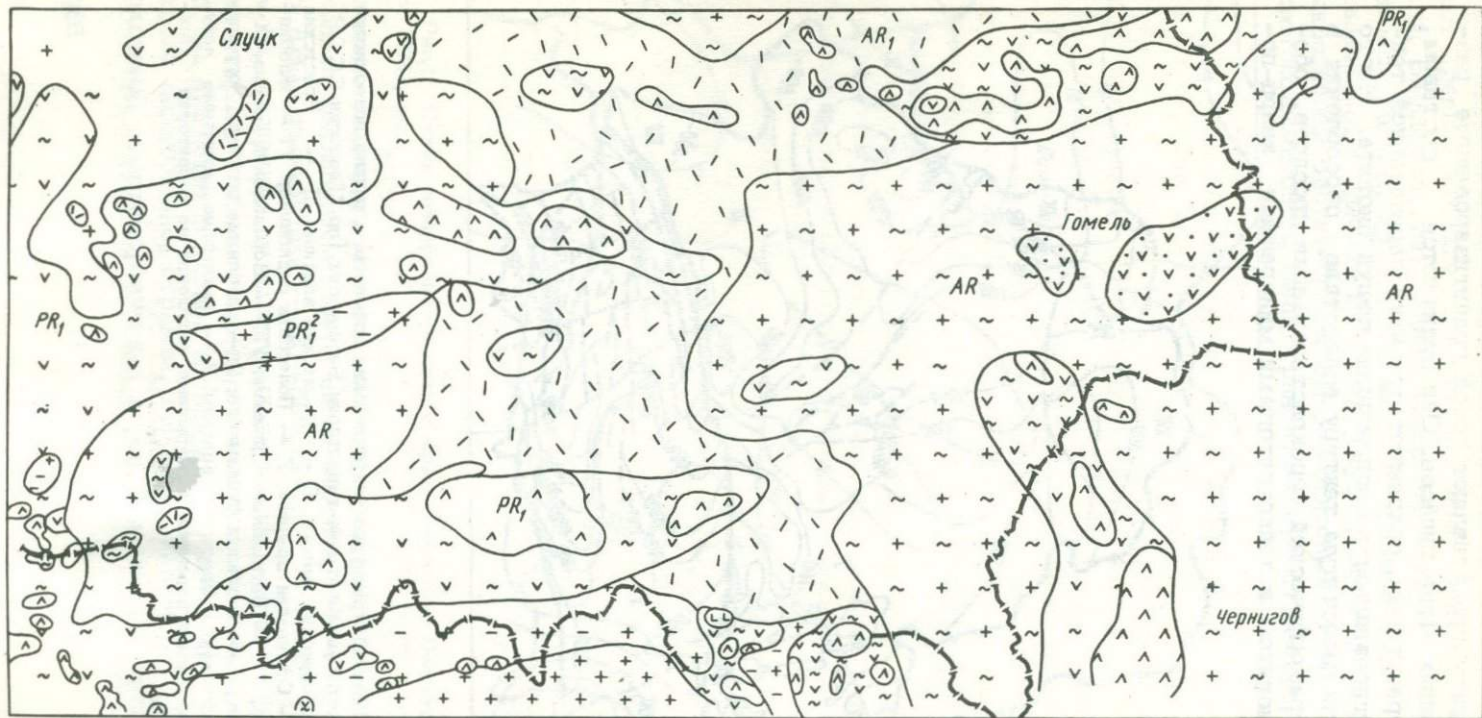


Рис.17. Схема формационно-петрографического строения кристаллического фундамента Припятской впадины (составили И.П.Бордон и В.Е.Бордон). Гранитная формация среднего протерозоя: 1 — аплиты, пегматиты, граниты; габбро-базальт-андезитовая формация нижнего протерозоя (PR₁); 2 — габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы, диабазы амфибол-пироксеновые, биотит-амфиболовые, амфибол-гранат-пироксеновые плаггиогнейсы, слабо измененные наложенными процессами гранитизации; 3 — диориты, биотит-амфиболовые плаггиогнейсы, биотит-пироксеновые, биотит-амфиболовые гранито-гнейсы и другие разновидности в различной степени гранитизированных основных пород; 4 — амфиболовые плаггиограниты, амфиболовые гранито-гнейсы, чарнокиты; осадочно-вулканогенная (спилит-кератофировая) формация нижнего протерозоя; 5 — амфиболиты, амфиболовые плаггиогнейсы; 6 — биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-альбитовые микрогнейсы и гранито-гнейсы, преимущественно тонко-мелкозернистые, аплитовидные, кварц-серицитовые сланцы, кварциты; терригенная формация архея; 7 — биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманит-биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы до темных мигматитов, преимущественно средне-, крупнозернистые; 8 — биотитовые, гранат-биотитовые, магнетит-биотитовые плаггиогнейсы и гранито-гнейсы

левошпатового состава. Под микроскопом видно сочетание структур лепидогранобластовой и гранитной с постепенными переходами одной в другую. Текстура субпараллельная. Средний минеральный состав, %: биотит — 5,2; амфибол — 0,3; плагиоклаз — 40; кварц — 16; калиевый полевой шпат — 30; гранат, силлиманит — 8,5. Как в гнейсах, так и в гранито-гнейсах главные породообразующие минералы обладают близкими типоморфными особенностями. Плагиоклаз преобладает в зернах изометричной, неправильно-изометричной формы, часто пелитизирован, двойниковые швы редки. По составу кислый (олигоклаз). В гранито-гнейсах повсеместно замещается калиевым полевым шпатом — микроклином. Находится в тесной пространственной ассоциации с биотитом. Биотит расположен на контакте между зернами плагиоклаза, либо обособляется в почти мономинеральные прослои (до 60—70%), либо сохраняется в виде единичных параллельных чешуй. С биотитом, как правило, ассоциируют магнетит и акцессорные минералы — циркон, апатит, монацит.

Площади распространения описанных архейских биотитовых гранито-гнесов и гнейсов с маломощными прослоями амфиболитов выражены обширными и глубокими минимумами магнитного и гравитационного полей.

В структурно-тектоническом плане они слагают в пределах Припятской впадины крупные брахиформные структуры с пологими крыльями. Как наиболее древние образования — это жесткие протоплатформенные блоки, которые огибаются (обрамляются) более молодыми складчатыми комплексами нижнего—среднего протерозоя. Нижнепротерозойские комплексы в пределах Припятской впадины представлены основными породами габбро-базальт-андезитовой формации (осницкий комплекс УКЩ) и сопряженными с ней в пространстве кислыми — лептитовой и трахи-андезит-липаритовой. Основные породы приурочены к зонам скопления интенсивных магнитных аномалий (Анисимовская, Ельская, Лельчицкая площади) и фиксируются высокой плотностью и магнитной восприимчивостью. Это — габбро, габбро-диабазы, диориты, амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы (рис.17).

История геологического развития Припятской впадины нашла свое отражение в строении и вещественном составе ее осадочного чехла.

В верхнепротерозойское время, когда на территории Белоруссии формировался байкальский структурный комплекс, Припятская впадина, за исключением ее крайней восточной части,

принадлежала Пра-Оршанскому авлакогену. Здесь накапливались отложения рифейского и вендского комплексов.

По данным А.С.Махнач и др. (1976) в пределах современной территории Припятской впадины из рифейского комплекса развиты только породы пинской свиты. Они на всей площади распространения имеют много общих черт в строении и вещественном составе. Среди них преобладают мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты с прослоями глин и глинистых алевролитов. Песчаники и алевролиты олигомиктовые (полевошпатово-кварцевые) и полимиктовые, слабо сцементированные глинистым, реже карбонатным цементом. Окраска пород красноцветная, пятнами и полосами сероцветная, по всей вероятности, вторичная (Махнач и др., 1976).

Отложения пинской свиты на территории Припятской впадины приурочены к ее северо-западной и северной частям, наибольшие ее мощности зафиксированы в районе д.Лучки (3 км южнее Глуска), где достигают 392 м. В краевых частях площади современного распространения (Петриков, Копаткевичи, Октябрь и др.) пинская свита характеризуется сокращенными мощностями (90--150 м). Особенности пинских отложений являются сравнительно низкое содержание полевых шпатов (10--20%), преобладание кварца (80--85%). Из прозрачных тяжелых минералов преобладают циркон и турмалин при небольшом содержании гранита. В цементе песчаников и алевролитов распространены карбонатные минералы, главным образом доломит, встречаются тонкие прослои доломитов (Махнач и др., 1976). В отложениях пинской свиты описаны включения сульфидов железа в виде мелких кристаллов и тонкой порошокватой массы.

Вендский комплекс верхнего протерозоя в Припятской впадине представлен вильчанской, волинской и валдайской сериями.

Из вильчанской серии развита только глуская свита -- на крайнем северо-северо-западе впадины (Глуск, Борисов, Виша, Октябрь) и на северо-восточном склоне Микашевичско-Житковичского горста. Отложения глуской свиты характеризуются здесь сокращенными мощностями (не более 100 м) и представлены разнозернистыми тиллитоподобными терригенными породами, состоящими из песков, алевритов, глин, обломков гравия и валунов гранита, кварца, гнейса, песчаников различного размера. А.С.Махнач и др. (1971) относят вильчанскую серию к ледниковой формации, а породы глуской свиты -- к древним погребенным моренам.

Волинская серия вендского комплекса представлена всеми тремя свитами. Породы горбашевской свиты -- разно- и круп-

нозернистые аркозовые песчаники с прослоями глин, алевроитов и более крупного материала, — развиты в основном в районе Житковичского горста и на отдельных участках в южном и крайних северо-западных районах впадины. Наиболее развиты отложения ратайчицкой свиты, распространенные на западе Припятской впадины. Ее мощность, как правило, менее 100 м, и только в районе Столина достигает 223 м (Махнач и др., 1976). Основными породами, слагающими свиту во впадине, являются вулканические туфы основного состава и туффиты с прослоями нормально-осадочных пород. Аналоги лиозненской свиты встречены в районе Столина, где они залегают на отложениях ратайчицкой свиты, а перекрываются более молодыми отложениями. Их мощность доходит до 100 м. Строение свиты ритмично. А.С.Махнач и др. (1976) выделяют в этом районе до 5 ритмов, каждый из которых сложен в нижней части песчаными породами, в верхней — глинисто-алевритовыми.

Валдайская серия в Припятской впадине представлена только гдовской свитой, встреченной в ее северо-западных частях. Свита имеет сравнительно небольшую мощность и сложена полевошпатово-кварцевыми песчаниками различной зернистости, переслаивающимися с глинами и алевролитами. Свита также имеет ритмичное строение.

С кембрийского по нижнедевонское время на территории Припятской впадины и сопредельных районов был длительный перерыв в осадконакоплении.

В среднедевонское, в начале и середине франского времени территория Припятской впадины была частью обширного бассейна осадконакопления, простирающегося далеко на север и северо-восток.

С верхнефранского по среднекаменноугольное время образовались формации пород, которые по значительной мощности, фаціальным особенностям, четкой линейности, приуроченности лишь к территории впадины характерны для подвижных глубоких внутриплатформенных прогибов типа авлакогена. Они образовались на этапе рифтового грабена, в условиях активного и значительного по величине погружения, проявления пликативной и разломной тектоники, соленакопления, вулканогенной деятельности (Конищев, 1975).

С верхнепермского по среднетриасовое время в Припятской впадине формировалась молассоидная красноцветная формация. Венчают разрез впадины отложения юры, мела, палеогена и полтавской свиты палеоген-неогена.

Остановимся на особенностях и краткой характеристике различных стратиграфических подразделений палеозоя, мезозоя и кайнозоя Припятской впадины.

Средний отдел девона Припятской впадины представлен пярнуско-наровской серией и старооскольским горизонтом. Отложения пярнуско-наровской серии занимают всю территорию впадины и северо-восточную часть Белоруссии (Махнач и др., 1966; Геология СССР, 1971 и др.). Они залегают трансгрессивно на породах различных свит верхнего протерозоя или кристаллического фундамента. Перекрываются старооскольскими отложениями. Мощность пярнуско-наровской серии в пределах большей части Припятской впадины равна 60—90 м и только в ее самых краевых частях менее 50 м.

В основании разреза залегают отложения пярнуского горизонта, представленного песчаной (или карбонатно-песчаной) пачкой пород. Это в основном кварцево-полевошпатовые разнозернистые пески и песчаники с гипсово-карбонатным или доломитовым цементом. Описываемая пачка довольно широко распространена, а мощность ее не превышает 20—25 м. Выше, в наровских отложениях Припятской впадины, отчетливо выделяются (по литологическим признакам) снизу вверх две пачки: сульфатно-карбонатная и карбонатно-глинистая. Сульфатно-карбонатная пачка (18—80 м) представлена переслаивающимися между собой глинами (иногда аргиллитами), мергелями, доломитами, часто оолитовыми, в краевых частях с примесью терригенного материала. Верхняя часть пачки сложена карбонатными породами, содержащими прослой и гнезда ангидритов и гипсов. На Вишанской площади в этой пачке вскрыт прослой каменной соли. Карбонатно-глинистая пачка (30—70 м) представлена чередованием доломитов и мергелей, причем в нижней части обычно преобладают доломиты. По всей пачке встречаются прослой глин. Во всех пачках переход песчаных отложений в карбонатные происходит на различном стратиграфическом уровне. Разрез пярнуско-наровской серии в Припятской впадине отличается большей глинистостью по сравнению с восточными и северо-восточными районами. Окраска отложений голубовато- и зеленовато-серая, в верхней части разреза иногда пестроцветная. Породы описываемой серии (особенно мергели и глины) в Припятской впадине более плотные, чем в северо-восточных районах республики.

Большинство геологов относят пярнуско-наровские отложения Припятской впадины к живетскому ярусу среднего девона (Геология СССР, 1971; Махнач и др., 1966 и др.). Однако новые

палеонтологические данные и тщательный литологический анализ позволили З.Л.Познякевичу (1974) прийти к выводу об эйфельском возрасте этих отложений.

Старооскольский горизонт развит в Припятской впадине повсеместно. Его нижняя граница большинством исследователей проводится по подошве первой мощной песчаной пачки, которая подстигается верхней карбонатно-глинистой пачкой наровского горизонта. Верхняя граница проводится А.С.Махначом и другими исследователями (1966) по фауне (эстери, рыбы) и флоре с использованием цикличности в осадконакоплении и литологических особенностей пород. Для единого терригенного комплекса, состоящего из отложений старооскольского горизонта среднего девона и вышележащего пашийско-кыновского горизонта верхнего девона, выделяются указанными авторами две мощные толщи, каждая из которых сложена в нижней части преимущественно песчаниками и песками, в верхней — глинами и алевролитами. Нижняя толща отнесена А.С.Махначом и др. (1966) к лужскому (старооскольскому) горизонту, а верхняя — к нижнешигровскому (швентойскому, пашийско-кыновскому).

Мощности старооскольских отложений на территории Припятской впадины распределены сравнительно закономерно: наибольшие — в ее северо-западной части (185 м); порядка 100—120 м — в центре; менее 100 м — в краевых частях.

Главными типами пород, слагающих старооскольский горизонт, являются мелкозернистые, слабо сцементированные песчаники и пески, алевролиты и алевроиты с частыми прослоями песчанистых алевролитовых глин, с редкими прослоями доломитов и доломитовых мергелей. Характерная особенность горизонта — частое и закономерное чередование песчаников, алевролитов и глин. В большинстве разрезов выражено циклическое строение, но количество циклов неодинаково. Циклам осадконакопления соответствуют пачки пород, каждая из которых сложена в нижней части в основном песчаниками и алевролитами, в верхней — глинистыми породами. В целом же в нижней части старооскольского горизонта преобладают песчано-алевритовые отложения, в верхней — глинистые с прослоями доломитов и доломитовых мергелей. Окраска отложений серая, светло-серая, зеленовато-серая, реже красноватая и пестроцветная.

Старооскольские отложения относятся к образованиям мелкого внутреннего моря, лагун, заливов и озер с пониженной соленостью. Источниками сноса были в основном те же участки суши, что и в пярнуско-наровское время. Кроме них размыву подвергались в ряде случаев породы пярнуско-наровской серии.

Климат в старооскольское время был жарким, рельеф поверхности в областях сноса — весьма пологим.

В составе франского яруса верхнего девона Белоруссии выделяются нерасчлененные пашийско-кыновский, а также саргаевский, семилукский, алатырский, воронежский, елановский и ливенский горизонты.

Отложения пашийско-кыновского горизонта известны на севере-северо-востоке республики и в Припятской впадине. Их мощность во впадине колеблется в пределах 45--55 м. Он состоит из двух литологических пачек: нижней — преимущественно песчаной и верхней — существенно глинистой. Представлены пашийско-кыновские отложения мелкозернистыми песчаниками, крупнозернистыми алевритами и глинами. Доломиты, доломитовые мергели, ангидриты встречаются значительно реже, образуя тонкие прослои в верхней части горизонта. Окраска пород серая, зеленовато-серая, редко красноватая, иногда пестроцветная, характерна тонкая горизонтальная, реже косая макро- и микрослоистость.

Отложения горизонта являются образованиями мелкой части шельфа и прибрежной зоны моря, мелкого, с нормальной соленостью воды. Источниками сноса были те же участки суши, что и в пярнуско-наровское и старооскольское время (Геология СССР, 1971).

Отложения саргаевского горизонта известны на северо-востоке республики и в Припятской впадине. Его нижняя граница проводится по подошве карбонатной толщи пород, залегающей на глинистых пашийско-кыновских отложениях. Верхняя граница несколько условна и выделяется по данным каротажа скважин и некоторым литологическим изменениям пород: доломиты, доломитизированные известняки саргаевского горизонта сменяются органогенными и реже органогенно-обломочными известняками семилукского горизонта, значительно уменьшается количество прослоев и включений сульфатов. Мощность саргаевских отложений — от 20 до 50 м, в среднем 38 м и увеличивается лишь в отдельных разрезах. Литологически отложения саргаевского горизонта представлены на всей площади в общем сходными типами пород, среди которых преобладают доломиты, доломитизированные известняки, реже — известняки, мергели, аргиллиты, сульфаты. Окраска пород обычно серая, светло-серая, буровато-серая, реже темно-серая, с зеленоватым оттенком.

Отложения саргаевского горизонта образовались в смешанных палеогеографических условиях, когда неглубокие внутренние

моря, лагуны, заливы и озера с повышенной соленостью во второй половине саргаевского времени сменились условиями мелкого шельфа почти без привноса обломочного материала.

Установить области сноса саргаевских отложений довольно трудно. Бывшие в это время островами Белорусский, Украинский и Воронежский кристаллические массивы, вероятно, оказывали незначительное влияние из-за их сильно пенепленизированной поверхности. Накопление осадков, по всей видимости, шло за счет химических и органических процессов. Незначительное количество терригенного материала (мергели и др.) поступало, очевидно, из местных областей сноса внутри самого бассейна.

Отложения семилукского горизонта развиты в тех же районах, что и саргаевские, но занимают несколько меньшую площадь. Их нижняя граница рассмотрена ранее. Верхняя устанавливается по сочетанию палеонтологических и литологических данных и довольно четко отбивается по каротажу скважин.

Мощность семилукских отложений по площади изменяется мало и в среднем составляет 25—33 м. Представлены описываемые образования большей частью доломитами, доломитизированными известняками, органогенными (коралловыми) и органогенно-обломочными известняками, редко мергелями в виде прослоев и линз. Доломиты обычно серые (с различными оттенками), часто кавернозные и пористые. Известняки белые, светло-серые или коричневые, мелкокристаллические.

Особенностью семилукских отложений Припятской впадины является развитие биостром и биогерм, сложенных строматопоридеями и колониальными кораллами.

В палеогеографическом отношении описываемые отложения запада Припятской впадины образовались в условиях мелкой части шельфа и в прибрежной зоне моря; на востоке — мелкий шельф и прибрежная зона сменялись внутренними морями, неглубокими лагунами, озерами с повышенной соленостью. Об основном источнике сноса говорить трудно, так как среди семилукских отложений практически не встречены терригенные породы. В конце семилукского времени регрессия вывела породы в зону гипергенеза. В ряде случаев на семилукских карбонатных породах начала образовываться зона начального выветривания (Махнач и др., 1971).

На востоке Припятской впадины в последнее время выделяется рядом авторов (Егорова, Пистрак, 1973; Урьев и др., 1973) алатырский горизонт франского яруса. На этой площади мощность горизонта закономерно уменьшается с востока на запад

от 60—70 до первых метров. В составе горизонта преобладают мергели и глины. Характерной особенностью является пестроцветная окраска, большое количество измененных растительных остатков, наличие прослоев туффитов.

В настоящей работе геохимия алатырского горизонта не рассматривается в связи с очень ограниченным объемом фактического материала, имеющегося в распоряжении автора.

Воронежский горизонт в Припятской впадине имеет мощность от 9 до 190—200 м, евлановский — до 175 м. Суммарная мощность колеблется в пределах 20—240 м, достигая наибольших значений на востоке Припятской впадины.

Литологически воронежские отложения представлены известняками, мергелями, глинами, причем в нижней части разреза преобладают серые, темно- и зеленовато-серые, плотные, крепкие известняки с большим количеством фауны, с гнездами пирита. В верхней части горизонта преобладают прослои мергелей и глин темно-серой или зеленовато-серой окраски.

Евлановский горизонт представлен в основном глинами темно-серыми, плотными, крепкими, песчанистыми, слюдястыми на плоскостях наслоения, с фауной. В глинах встречаются прослои темно-серых глинистых известняков, доломитов, мергелей, реже ангидритов. Последние преобладают в верхней части разреза, тогда как в нижней части более характерными являются прослойки (0,05—0,1 м) ангидрита и прожилки по трещинам волокнистого гипса. Характерными для евлановских отложений являются прослои пород, представляющих собой либо глину, прослоенную ангидритом, либо, наоборот, ангидрит с неправильными включениями глины (текстура "каменной кладки"). В строении горизонта наблюдается определенная ритмичность, которая хорошо прослеживается лишь на юго-востоке впадины. Каждый ритм начинается обычно песком, песчаником или песчанистой глиной, далее — глина, затем мергель или глинистый известняк с фауной, затем доломитизированный мергель (известняк), который завершается прослоем ангидрита или ангидритсодержащего доломита.

На крайнем востоке Припятской впадины в разрезе евлановских отложений встречены вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы.

В палеогеографическом отношении осадочные породы воронежского и евлановского горизонтов образовались в восточной половине Припятской впадины в условиях мелкой части шельфа и в прибрежной зоне моря. На западе прибрежная зона и мелкая часть шельфа сменялись неглубокими внутренними морями,

лагунами, заливами и озерами с повышенной соленостью.

Источниками сноса являлись те же участки суши, что и ранее, т.е. Воронежский, Украинский и Белорусский кристаллические массивы, которые были перекрыты в это время среднедевонскими, ниже- и среднефранскими отложениями.

Нижняя граница ливенского горизонта устанавливается в западной части впадины по фауне брахиопод и пелеципод. В других районах она окончательно не выяснена и проводится условно.

Верхняя граница устанавливается по появлению с подошвы задонско-елецких отложений фауны брахиопод и фораминифер. На северо-западе впадины ливенский горизонт имеет мощность порядка 29—108 м и представлен в основном глинами и мергелями, прослоями ангидритов, гипсов, реже глинистых известняков. На юго-востоке это уже соленосная толща мощностью от 197 до 1079 м. Она сложена каменной солью с прослоями сильно известковистых глин, реже мергелей, доломитов, а на крайнем востоке ее аналогами являются вулканогенно-осадочные породы. Мощность негалогенных пород в составе соленосной толщи незначительна и составляет лишь несколько процентов от общей мощности толщи. В нижней и верхней частях соленосных ливенских отложений присутствуют часто линзы и прослои ангидритов.

Ливенские отложения образовались в палеогеографических условиях неглубокого внутреннего моря, лагун, заливов, озер с повышенной соленостью. Источниками сноса являлись среднедевонские, ниже- и среднефранские отложения Украинского, Белорусского и Воронежского массивов.

В составе фаменского яруса верхнего девона Белоруссии выделяются задонско-елецкий и данково-лебебянский (нерасчлененные) горизонты.

Задонско-елецкие отложения распространены только в Припятской впадине. Залегают они согласно на ливенских образованиях, а на Микашевичском выступе непосредственно на породах кристаллического фундамента и перекрываются почти повсеместно данково-лебебянскими образованиями фамена. Их мощность колеблется от 82 м на северо-западе до 1270 м на юго-юго-востоке впадины. Задонско-елецкие отложения испытывают значительные фациальные изменения по простиранию. Большую часть разреза этих отложений составляют соленосные образования (в восточной части впадины они фациально замещаются туфогенными и эффузивными образованиями), которые представлены каменной и прослоями калийной солей. Межсоле-

вой состав пород следующий: известняки, мергели, доломиты, аргиллиты с прослоями песчаников, алевролитов, глин и ангидритов. Данные отложения хорошо охарактеризованы фораминиферами, брахиоподами, остракодами и другой фауной.

Эффузивно-туфогенные образования, которые распространены в восточной части впадины, представлены туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами с прослоями измененных эффузивов основного состава, известняков и мергелей. Окраска пород от светло-серой до серовато-зеленой. Характерна горизонтальная слоистость.

Осадкообразование задонско-елецких отложений происходило в нормально-морских мелководных условиях, в более позднее время — с повышенной соленостью бассейна. Наличие в этих образованиях обломочного материала свидетельствует о размыве и сносе пород Украинского щита и частично Белорусского массива. В это же время продолжается вулканическая деятельность (эффузивно-туфогенный тип образований).

Данково-лебедянские отложения распространены в Припятской впадине повсеместно. Нижняя граница отложений выделена нечетко. На северо-западе граница проводится на основании изменения фауны в литологически однородной карбонатной толще, в центральных и юго-восточных районах она трудно отделима от нижележащих межсолевых отложений и объединена в единую верхнюю соленосную толщу.

Перекрываются эти образования в центральной и восточной частях впадины каменноугольными, реже пермскими, а на северо-западе — мезозойскими и кайнозойскими отложениями.

Мощность данково-лебедянских отложений значительно изменяется — от 500—700 м на северо-западе до 2000—3000 м в центральных и юго-восточных районах впадины.

Литологически и палеонтологически выделены 3 свиты: нижняя — слущкая, средняя — солигорская и верхняя — давидовская (Геология СССР, 1971). Сложены они тонкослоистыми, иногда плотными глинами, известняками, часто кавернозными, плотными доломитами. Известняки и доломиты содержат многочисленные брахиоподы и пелециподы, образующие местами прослой ракушечников (слущкая свита). Мергели плотные, крепкие, слоистые, доломитизированные, бесцветная каменная соль, пестрая калийная, мелкозернистые кварцевые песчаники. Встречены прослой гипса, ангидрита, алевролита, а в прибортовых разрезах — мелкогалечникового конгломерата.

Цвет пород самый разнообразный — ярко-красный, оранжево-красный, реже синий галит, бесцветная каменная соль, темно-

зеленые глины, светло-серые, серые песчаники, доломиты.

Осадконакопление данково-лебедянских отложений для каждой свиты было различным. Накопление осадков слущкой свиты происходило в морских условиях с повышенной соленостью вод. В это время продолжалась интенсивная тектоническая жизнь различных блоков фундамента Припятской впадины. В результате этого единый солеродный бассейн Припятской впадины расчленился на ряд отдельных участков — лагун.

Разрезы солигорской свиты содержат большое количество негалогенных пород, что указывает на близость областей сноса. Речные воды, приносившие терригенный материал, опресняли солеродную лагуну, где накапливались толщи негалогенных осадков (Заозерная площадь — 200—300 м).

В конце фаменского века в Припятской впадине существовал лагунно-морской опресненный бассейн. К этому времени относится формирование глинисто-мергельных осадков давидовской свиты.

Каменноугольные отложения на территории Белоруссии почти полностью сосредоточены в пределах Припятской впадины.

Из всех ярусов нижнего карбона наиболее широко распространены в Припятской впадине отложения турнейского яруса. Нижняя граница этих образований нормальная, без явных следов размыва. Залегают они на фаменских осадках. Верхняя граница турнейских отложений в северной части впадины проводится в основании тульских или алексинских глин и известняков, залегающих на чернышских или малевских глинах. В южной части впадины граница проводится в основании каолиновой толщи глин и песков, содержащих споры бобриковского горизонта. В некоторых разрезах к этой границе приурочен прослой кварцитового галечника или грубозернистого песка (д.Новая Рудня, скв.23-с). Стратиграфически турнейские отложения подразделяются на лихвинский (малевский горизонт) и чернышский (черепетский и кизеловский горизонты) подъярусы. Мощность турнейских отложений значительно изменяется от 3-4,5 (Копаткевичи) до 1049 м (Ельск, скв.19Р), увеличиваясь в направлении от периферии к центральным участкам впадины.

Литологически они представлены песчано-глинистой толщей с прослоями известняков и песчаников. В составе кизеловского горизонта выделена "железистая толща", состоящая из упомянутой песчано-глинистой толщи уже с прослоями доломита и угля. Окраска пород от темно-серой, зеленовато-серой до пестроцветной.

Осадконакопление турнейских отложений происходило во вре-

мя постоянных трансгрессий, слабо или активно развитых в различных частях впадины.

Областями сноса служили Украинский щит, Воронежский и Белорусский массивы. Размыву подвергались в основном девонские карбонатные и терригенные отложения.

Визейские отложения занимают меньшую площадь по сравнению с турнейскими. В Припятской впадине в пределах визейского яруса выделяются яснополянский (бобриковский и тульский горизонты), окский (алексинский, михайловский, венёвский горизонты) и серпуховский подъярусы. Наиболее распространены яснополянские и окские отложения. Нижняя граница визейского яруса легко устанавливается в подошве тульских или алексинских глин и известняков. В южной части впадины она проводится в основании каолиновой толщи, в которой обнаружены споры бобриковского горизонта. Мощность визейских отложений составляет 70—500 м. Если не учитывать бобриковский горизонт, то она почти не изменяется, составляя в среднем 90 м.

В отличие от турнейских визейские отложения весьма однообразны на всей территории Припятской впадины как в литологическом, так и в фаунистическом отношении. Представлены они в основном песчаниками, глинами, алевролитами, углями с прослоями органогенных известняков и плотных мергелей, причем преобладают глины. В бобриковском горизонте глины каолиновые.

Визейские отложения имеют самую разную окраску — от светло-розовой, голубоватой до серой, серо-черной.

Осадкообразование ранневизейских отложений происходило в континентальных, озерно-болотных условиях и в условиях прибрежного морского мелководья. Погружение территории, начавшееся в бобриковское время, расширило границы территории, занятой морем. В бобриковском бассейне вследствие размыва каолиновой коры выветривания Украинского щита накапливались песчано-глинистые (с каолинитом) осадки. Медленное проникновение моря на территорию более раннего поднятия, слабое расчленение разреза — все это в тульское время создает благоприятные условия для углеобразования (наличие 6—9 прослоев угля). В верхнетульское время устанавливаются устойчивые морские условия, где накапливаются карбонатные и глинисто-карбонатные осадки с обильной фауной.

Отложения намюрского яруса представлены лишь протвинским горизонтом. Залегают они с размывом на визейских отложениях (от венёвского до тульского горизонтов) и перекрывают

ся, также с размывом, отложениями башкирского яруса. Мощность их от 0,5 до 40 м. Представлены они окремненными известняками и слоистыми глинами, прослоями мергелей, песчаников, алевролитов. Встречены прослой угля мощностью 0,2—0,8 м.

Окраска пород от светло- до темно-серой.

Образование намюрских отложений происходило в открытом мелководном с нормальной соленостью и газовым режимом бассейне. Сушей являлась, по-видимому, вся территория Белоруссии, исключая Припятскую впадину. Рельеф ее был пологим. Размыву подвергались турнейские и визейские породы, происходило выщелачивание окских известняков.

Отложения башкирского яруса в пределах Припятской впадины по литологическим особенностям и фораминиферам подразделяются на нижне- и верхнебашкирский подъярусы; в составе первого выделяется хойникская свита, во втором — припятская, движковская, заозерная.

Отложения башкирского яруса по всей площади превосходят намюрские и московские, но значительно уступают визейским и турнейским отложениям. Залегают они со стратиграфическим несогласием на породах визейского и намюрского ярусов. Нижняя граница проводится в основании прослоя розовато-серого песка или слабо сцементированного песчаника, залегающего либо на окремнелых и сильно выветрелых известняках намюра, либо на визейских известняках и глинах. Мощность отложений башкирского яруса в Припятской впадине изменяется от 6,4 до 226,4 м. Наименьшие мощности (от 0 до 20—30 м) отмечаются в сводах солянокупольных структур, а наибольшие (до 200 м) — в межкупольных участках.

Характерной особенностью отложений как башкирского, так и московского ярусов является ритмичное и цикличное строение толщи, а также окраска пород, в основном пестроцветная. Сложены образования башкирского яруса тонкослоистыми глинами, мелко- и тонкозернистыми песками, кварцевыми песчаниками и алевролитами, чередующимися между собой. В кровле верхней подсвиты нижнебашкирского подъяруса есть углистая глина, которая переходит в уголь мощностью до 0,3—0,6 м.

В палеогеографическом отношении башкирские отложения в основном являются морскими образованиями, в верхней части, вероятно, прибрежно-морскими и дельтовыми.

Отложения московского яруса по литологическому составу подразделяются на мытвинскую, гулевичскую и днепровскую свиты, из которых наиболее распространены отложения мытвинской

свиты, наименее — днепровской. Нижняя граница этих отложений проводится в основании песчаной толщи, залегающей на каоцинизированных глинах башкирского яруса, верхняя — в основании красноцветной глинистой или песчаной толщ перми.

Мощность московских отложений уменьшается от центра к периферии Припятской впадины от 237 до 3,5 м. Представлены они песчано-глинистой толщей с прослоями песчаников, алевролитов, известняков и доломитов. Характерно цикличное переслаивание.

Осадконакопление происходило в условиях трансгрессии моря. Нижняя свита московского яруса (мытвинская) сложена песками, средняя (гулевичская) — глинами и песками и верхняя (днепровская) — глинами и известняками. Распределение мощностей этих отложений позволяет прийти к выводу, что в это время Припятская впадина испытывала общее погружение. Морской бассейн был мелководным, с нормальной соленостью воды.

Отложения верхнего отдела каменноугольной системы выделены условно в глубоко погруженной части Припятской впадины (Осташковичская площадь) на том основании, что они залегают между палеонтологически охарактеризованными отложениями днепровской (московский ярус) и черниговской (нижняя пермь) свит. Мощность выделенной толщи 26 м. Представлена она глинами с прослоями доломитов, песчаников, алевролитов. Палеонтологически не охарактеризована (Геология СССР, 1971).

Пермская система в пределах впадины представлена двумя отделами — верхним и нижним, в составе которых есть более мелкие стратиграфические подразделения. Пермские отложения развиты более широко в восточной и юго-восточной частях впадины, где выделены оба отдела.

Нижнепермские отложения по сравнению с верхнепермскими занимают меньшую площадь. Они развиты только в центральной (осевой) части впадины. Нижняя граница в большинстве разрезов отчетливая: глинистая красно-бурая толща нижнепермских образований лежит на литологически разных породах нижнего карбона, девона или пестроцветных глинах и песках, часто с конгломератом в основании среднего карбона. Верхняя граница хорошо выделяется на юге впадины, где образования корневской свиты верхней перми с конгломератами в основании перекрывают нижнепермские.

По литологическим особенностям отложения нижней перми делятся на прудковскую и дудичскую свиты. Суммарная их мощ-

ность равна 100—150 м, максимальная — 337 м.

Представлены нижнепермские отложения красноцветными глинами, очень плотными, мелкозернистыми алевролитами и кварцевыми, преимущественно мелкозернистыми песчаниками. Встречены прослои ангидрита и гипса, а также галечника и конгломерата овручского кварцита.

Окрашены породы как в светлые, так и в темные тона. Красно-бурый цвет глин все-таки доминирует над более светлыми песчаными и сульфатными разностями.

Породы нижней перми образовались, видимо, в лагунно-континентальных условиях. Вероятно, в это время существовали лагуны и мелкие озера с нормальной, иногда с повышенной соленостью.

Отложения верхнего отдела перми распространены значительно шире. Залегают они на размытой поверхности нижнепермских отложений, в областях развития солянокупольных структур — на каменноугольных и верхнедевонских, а в южной и северной прибортовых частях впадины — непосредственно на породах кристаллического фундамента. Верхняя граница в большинстве разрезов отчетливая — на кирпично-красных песчаниках и песках верхней перми залегают пестроцветные и зеленовато-серые глины с прослоями песков и песчаников нижнего триаса или темно-серые глины средней юры. В верхнем отделе перми выделена красноцветная песчаная толща. Мощность отложений достигает 370 м, в большинстве разрезов 100 — 150 м.

Окраска пород светлая: белая, светло-серая до темно-серой. Осадконакопление в Припятской впадине в верхней перми было быстрым и интенсивным, о чем говорит наличие мощных галечников в основании красноцветной песчаной толщи (корневая свита). Размыту подвергались породы, слагавшие сушу за пределами Припятской впадины (Украинский щит, Белорусский и Воронежский массивы, Полесская и Жлобинская седловины). Украинский щит, наиболее приподнятый и сильно расчлененный, был, видимо, главным источником сноса.

Триасовые отложения залегают трансгрессивно на пермских образованиях, причем часто с размывом и конгломератами в основании. Перекрываются породами средней юры, их мощность изменяется от 3,8 до 441 м (в среднем 75 м). Представлены описываемые образования единой толщей, обычно глинистой, с однообразной фауной и одинаковым минералого-петрографическим составом. Окраска пород обычно зеленовато-серая, реже красно-бурая с зеленовато-серыми пятнами.

Триасовые отложения образовались в период первоначального погружения, а затем медленного поднятия территории впадины в пресноводно-лагунных разобщенных бассейнах. Размыту подвергалась не занятая морем большая часть территории Белоруссии.

Отложения среднего отдела юрской системы распространены только в Припятской впадине. Некоторые исследователи по аналогии с Днепровско-Донецкой впадиной расчленяют их на байосский и батский ярусы. Однако первый выделяется весьма условно и на очень ограниченной площади. Это песчано-глинистые образования с углистыми породами (мощностью около 23 м). Отсутствие явных следов перерыва между этими породами и вышележащими батскими отложениями не позволяет уверенно относить их к байосскому ярусу.

Отложения батского яруса в Припятской впадине развиты повсеместно. Они залегают большей частью на породах триаса и лишь в отдельных пунктах — карбона или перми. Перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего келловея. Их мощность изменяется от первых метров до 96 м. Представлены они в восточной части Припятской впадины некарбонатными, серыми и голубовато-серыми, тонкослоистыми глинами с миллиметровыми прослоями светло-серых алевроитов, встречаются изредка прослой (2—5 см) с линзами сидерита. На юге и западе количество алевроитового и песчаного материала увеличивается, глины переходят в слоистые и тонкослоистые алевроиты, алевролиты, глинистые песчаники с линзами глин. На крайнем западе впадины толща слоистых пород замещается неслоистыми песчанистыми глинами и глинистыми песками с обуглившейся древесиной, углистым веществом и растительным детритом. На юге разрез батских отложений часто начинается слоем кварцитовой гальки или гравелита.

Батские отложения образовались в условиях краевой части опресненной лагуны. Береговая линия водоема проходила в пределах Припятской впадины. Вся остальная часть территории Белоруссии представляла собой сушу и являлась областью сноса.

Верхнеюрские отложения представлены келловейским и оксфордским ярусами.

Келловейские отложения подстилаются чаще всего породами батского яруса средней юры, местами девонскими, реже триасовыми, каменноугольными или более древними образованиями. Перекрываются они оксфордскими или меловыми отложениями, реже — палеогеновыми, неогеновыми или антропогеновыми. Мощность келловейского яруса возрастает с запада на восток от 5—6 до 83 м.

Нижнекелловейский подъярус представлен известковистыми глинистыми алевролитами или алевритами и алевритистыми глинами черного и темно-серого тонов, изредка с прослоями жирных глин, пропластками серых кристаллических известняков, обуглившимися растительными остатками. Среднекелловейский подъярус сложен мергелями с прослоями известняков. На западе и юге Припятской впадины наблюдается сильное обогащение разреза песчаным материалом. Верхнекелловейский подъярус представлен мергелями и известняками, часто с железистыми оолитами, с макрофауной. В келловейское время в юго-восточных районах Белоруссии существовал морской режим с нормальной соленостью воды бассейна. Остальная часть республики представляла собой сушу, в пониженных участках которой (запад Припятской впадины) накапливались континентальные осадки.

В составе оксфордского яруса выделяются нижний и верхний подъярусы. Последний развит лишь на востоке Припятской впадины. Оксфордские образования залегают на породах келловейя, силура и кембрия; перекрываются образованиями нижнего или верхнего мела. Их мощность изменяется от первого десятка до 100 и несколько больше метров. Подъярус сложен известняками плотными, крепкими, участками сильно кремневыми, прослоями мергелей, на крайнем востоке Припятской впадины — коралловыми; в периферийных частях своего развития известняки обогащены песчаным материалом, встречены известковистые пески и песчаники. Верхнеоксфордский подъярус представлен известковыми глинами голубовато- и светло-серого цвета с редкими маломощными прослоями известняков и мергелей. В некоторых разрезах известняки преобладают. На западе Припятской впадины верхнеоксфордские отложения обогащены скоплениями пиритизированных растительных остатков, пронизывающих породу в вертикальном направлении.

Смена сравнительно глубоководных фаций оксфордских отложений прибрежными в краевых частях, а также соответствующее уменьшение мощностей говорят о том, что они образовались в морском бассейне. Области сноса являлись в основном Белорусский и Украинский кристаллические массивы, частично Полесская седловина. Размыты подвергались породы различного возраста, но преимущественно девонского и протерозойского.

Меловая система в Припятской впадине представлена нижним и верхним отделами.

Отложения нижнего мела залегают на породах келловейя или оксфорда, перекрываются верхнемеловыми образованиями. Их

мощность изменяется от 0,5 м в южной прибортовой зоне Припятской впадины до 77,5 м в юго-восточной. Представлена толщей песчано-глинистых пород, в пределах которой различаются мелководные морские отложения, слагающие нижнюю часть толщи, и сменяющие их выше по разрезу континентальные образования.

Нижнемеловое море было мелководным и представляло собой, видимо, окраинную прибрежную зону открытого морского бассейна. Морские берега были, вероятно, низменной равниной, увлажненной и густо поросшей пышной растительностью, указывающей на существование в это время теплого и влажного климата. В конце нижнего мела господствовали уже континентальные условия, существовал довольно крупный бассейн озерного типа.

В составе верхнемеловых отложений выделяются сеноманский, туронский, коньякский, сантонский, кампанский и маастрихтский ярусы.

Отложения сеноманского яруса залегают на породах нижнего мела, верхней и средней юры, девона и более древних горизонтов. Перекрываются почти повсеместно мело-мергельной толщей турона. Мощность сеноманского яруса изменяется от 0,1—0,2 до 70—74 м. Ярус представлен двумя толщами, постепенно переходящими друг в друга. Нижняя сложена глауконито-кварцевыми песками, чекарбонатными, почти без фауны. Верхняя — карбонатным глауконито-кварцевым песком (с желваками фосфоритов), переходящими в верхней части разреза в песчанистый мергель и мел ("сурка"). В ряде разрезов нижний горизонт сеномана представлен в верхней части слоем фосфоритовой гальки (мощностью до 2,5—2,7 м) или фосфоритовой плитой (0,1—0,2 м).

Сеноманские отложения образовались в морском бассейне, мелководном в центре и более глубоком на западе и востоке. В конце сеноманского времени, когда отлагались карбонатные осадки, глубина водоема значительно увеличилась. Областями сноса материала были юго-восток Припятской впадины, Украинский массив, Микашевичско-Житковичский горст и другие приподнятые участки суши.

Туронский, коньякский, сантонский, кампанский и маастрихтский ярусы сложены довольно однообразной толщей мело-мергельных пород, расчленение которых возможно только по микрофауне. Они залегают на породах сеноманского яруса, перекрываются различными горизонтами палеогена, неогена или антропогена. Общая мощность туронско-маастрихтской мело-мергельной толщи возрастает в направлении с запада на восток от первых метров до 260 м.

Описываемые образования литологически весьма однородны. Они представлены большей частью мелом белым, писчим, местами грязновато-белым, слабо глинистым, переходящим в мергель мелоподобный, с конкрециями и отдельными прослоями кремня. В мело-мергельной толще литологически выделяется сантонский ярус, сложенный светло-серым десчанистым мергелем, местами с прослоями песчаника и глины. Отложения турона-маастрихта образовались в морских условиях. Области сноса в туронское время были участки суши на севере Белоруссии, в более позднее время к ним присоединились центральные районы республики.

Палеогеновая система представлена отложениями сумской (палеоцен), каневской (нижний эоцен), бучакской (средний эоцен), киевской (верхний эоцен) и харьковской (нижний олигоцен) свит.

Отложения сумской свиты палеоцена развиты в юго-восточной части Припятской впадины. Они залегают на сильноразмытых отложениях верхнего мела и почти повсеместно перекрыты породами нижнего эоцена (каневская свита). Максимальная мощность сумских образований 30—40 м. Представлены они преимущественно светло-серыми, легкими, крепкими, опоковидными алевролитами, иногда переходящими в опоки, с прослоями серых опоковидных глин и разнозернистого кварцевого песка с зернами глауконита. Цвет пород обычно серый, темно-серый. Сумские отложения образовались, видимо, в условиях мелководного водоема лагунного типа.

Окружавшая морской залив суша была слабо приподнятой над уровнем моря. Снос материала осуществлялся главным образом с северо-запада, со стороны Белорусского массива, и с юго-запада и юга — с Украинского массива.

Отложения каневской свиты нижнего эоцена залегают на породах сумской свиты или верхнего мела, а перекрываются почти повсеместно отложениями бучакской свиты. Средняя мощность каневских отложений 10 м, максимальная — 28,4 м. Они представлены обычно мелкозернистыми, иногда алевролитистыми глауконито-кварцевыми песками с маломощными линзами песчаника того же состава, но часто с опаловым цементом. Цвет пород, как правило, зеленовато-серый или серо-зеленый.

Каневские отложения образовались в условиях более глубокого моря, чем сумские. Гипсометрическое положение суши и области сноса осталось прежним.

Бучакская свита с видимым эрозионным несогласием залегает на породах каневской свиты, реже — верхнего мела; пе-

перекрывается киевскими отложениями. Мощность бучакской свиты порядка 15 м, максимальная — 36 м. Она сложена песками преимущественно разнозернистыми, кварцевыми, с редкими зернами глауконита, с тонкими (5—10 см) прослоями песчаника с халцедоновым цементом. Цвет пород обычно серый или светло-серый.

Отложения бучакской свиты образовались в условиях неглубокого теплого моря. Осадки формировались в слабощелочной или нейтральной среде при слабоокислительных рН. Поступление терригенного материала с суши было незначительным, так как последняя невысоко приподнималась над уровнем моря.

Отложения киевской свиты верхнего эоцена в Припятской впадине залегают на бучакских. Перекрываются породами харьковской свиты, полтавской серии или антропогена. Мощность киевских отложений 30—40 м. Они представлены в нижней части разреза на юго-востоке Припятской впадины песками разнозернистыми, кварцевыми, с мелкой галькой песчаного фосфорита. Верхняя часть разреза (наиболее мощная, широко распространенная) сложена мергелем песчаным (в разной степени), местами переходящим в карбонатные алевриты, участками в глауконито-кварцевые пески, а также алевритами глинистыми, иногда карбонатными и песками с галькой и конкрециями фосфоритов в подошве слоя. Цвет пород зеленовато-серый или светло-серый.

В позднем эоцене (киевское время) широкая морская трансгрессия затопила всю южную часть Белоруссии, через которую соединялись воды Днепровско-Донецкой впадины с морями Западной Европы. Теплое морское течение направилось через юг Белоруссии на запад. Осадки в это время формировались в слабощелочной или нейтральной среде при слабоокислительной величине рН. Киевское море было неглубоким, омываемая им суша, незначительно приподнятая над уровнем моря, поставляла небольшое количество мелкого кластического материала.

Харьковские отложения залегают на породах киевской свиты без заметных следов перерыва в осадконакоплении. Перекрываются полтавской серией либо антропогеном. Мощность харьковской свиты достигает 30—35 м. Представлены описываемые отложения мелкозернистыми, мучнистыми, глауконито-кварцевыми песками с прослоями крепких песчаников (нижний горизонт) и глауконито-кварцевыми, слабо глинистыми, слюдястыми песками. Цвет пород обычно бледно- и серовато-зеленый.

Харьковские отложения образовались в условиях морской

трансгрессии, захватившей обширные пространства юга Белоруссии. Условия осадконакопления в харьковское время сходны с условиями в момент формирования киевской свиты. Не изменились в основном и источники сноса.

К нерасчлененным палеоген-неогеновым образованиям относятся отложения полтавской серии (верхний олигоцен-миоцен). Они залегают, как правило, на харьковских, причем с явным стратиграфическим перерывом. Перекрываются мощным плащом антропогенных образований. Известны обнажения полтавских пород в юго-восточной части Белоруссии.

Мощность отложений полтавской серии весьма непостоянна. Она изменяется от 10 до 85 м, в среднем составляя 25--40 м.

Представлена полтавская серия серыми, иногда светло- или темно-серыми, разномерными и мелкозернистыми, в основном плохо отсортированными кварцевыми песками, часто сильно глинистыми, алевролитистыми, нередко с примесью угольной пыли и разложившимися растительными остатками, с прослоями, линзами сильно песчанистых бурых углей. Часто прослой кварцевого песка окрашены окислами железа в ржаво-бурый цвет, нередко встречаются прослой сахарно-белых, чистых кварцевых песков. В виде линз и прослоев над толщей песков, реже под ней, а чаще внутри встречаются глины серые, темно-серые, темно-бурые, часто с зеленоватым или желтоватым оттенком, плотные, жирные, местами песчанистые. Темная окраска пород связана с присутствием мелкораспыленных сильно разложившихся растительных остатков.

Отложения полтавской серии являются континентальными образованиями, накопившимися в долинах палеорек, на пониженных заболоченных участках суши, в обширных стоячих и проточных пресноводных водоемах озерного типа, в низинных, периодически затоплявшихся болотах. Они формировались преимущественно в результате перемыва подстилающих их палеогеновых пород.

Глава 1У

ПРИПЯТСКАЯ ВПАДИНА — СПЕЦИАЛИЗИРОВАННАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

В геологическом отношении Припятская впадина представляет собой северо-западное продолжение Днепровско-Донецкого авлакогена (см. рис. 13). В живецко-нижнефранское время, когда эта территория развивалась как синеклиза, платформенные формации накапливались в едином обширном морском бассейне, акватория которого простиралась далеко на северо-восток. Об этом свидетельствует, в частности, увеличение в этом направлении карбонатности пород пярнуско-наровской серии и других отложений (рис. 18). Но несмотря на близкие условия осадконакопления Припятская впадина уже тогда начала формироваться как специализированная геохимическая провинция. Это объясняется одновременным влиянием двух источников сноса (см. рис. 10). В ходе геологического времени специализация Припятской впадины, выражавшаяся в тенденции к увеличению содержания элементов снизу вверх по разрезу, к сосуществованию положительных аномалий различных ассоциаций элементов — кластогенных, хемогенных, биогенных и др., еще больше усилилась, особенно на стадии формирования рифтового грабена, характеризующейся значительным прогибанием, отложением солей, проявлениями вулканизма и т.д. Специфические геохимические черты Припятская впадина обнаруживает и в мезо-кайнозойское время (Бордон, Ольховик, 1974). Изучение геолого-геохимических особенностей девонских отложений Припятской впадины в сравнении с прилегающими районами Белоруссии и других республик позволило дать общую прогнозную оценку этой территории на ряд полезных ископаемых, в том числе металлы, предложить эффек-

тивные геохимические методы поисков минерального сырья, в том числе месторождений углеводородов, и по-новому осветить некоторые неясные вопросы условий осадконакопления, расчленения и корреляции разрезов и другие.

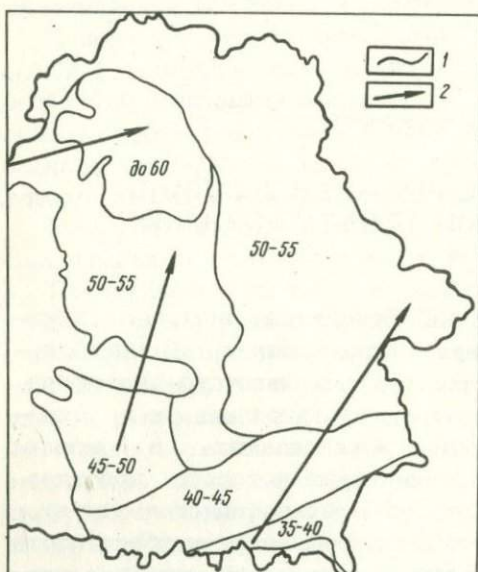


Рис.18. Роль карбонатонакопления в процессах литогенеза (пярнуско-наровское время): 1 — граница литологических полей с разным содержанием в разрезе карбонатных пород, об. %; 2 — направление, в котором увеличивается содержание карбонатов в разрезе

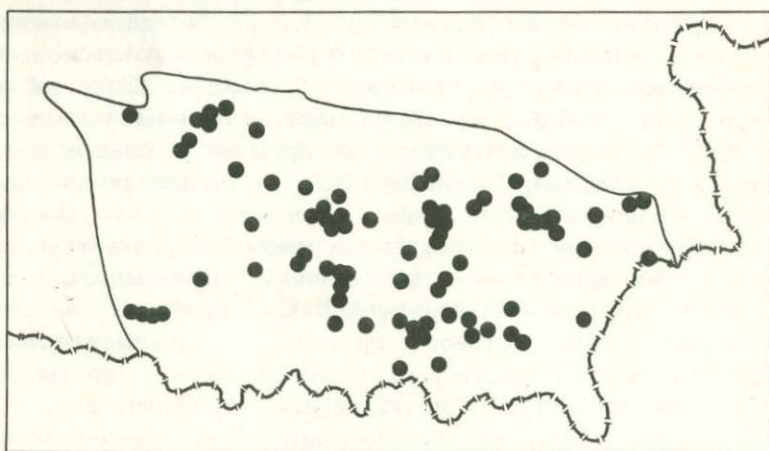


Рис.19. Плотность размещения буровых скважин, керн которых изучен геохимическими методами

На рис. 19 показана плотность размещения буровых скважин в Припятской впадине, керн которых изучен геохимическими методами.

Общие закономерности распределения и кларки химических элементов

Распределение элементов в различных стратиграфических подразделениях девона Припятской впадины изучалось по литологическим типам пород, развитых в регионе (песчано-алевритовые, глинистые, карбонатные, соли и ангидриты, вулканиты). Внимание уделялось изучению изменения по разрезу концентраций элементов в определенных породах, соотношению содержаний в различных литологических разностях (по геохимическим профилям), а также анализу коэффициентов концентрации отдельных элементов, коэффициентов накопления (R) суммарных и различных генетических групп и ассоциаций элементов. Исследовались закономерности рассеяния и концентрации в пределах отдельных НПП как малых (никель, кобальт, ванадий, свинец, медь, галлий и др.), так и порообразующих (алюминий, калий, натрий, магний, кальций, кремний и др.) химических элементов.

Терригенные отложения. В песчано-алевритовых отложениях девона Припятской впадины концентрация никеля (табл. 5) изменяется от следов в ливенских до 0,0025% в пашийско-кыновских отложениях (рис.20). В целом наблюдается постепенное увеличение среднемедианного содержания элементов от ливенского горизонта как вверх, так и вниз по разрезу. Лишь в породах среднего девона содержание никеля снова уменьшается. Концентрация элемента превышает его кларк в песчаниках и алевролитах запада Русской плиты (табл.6) в пашийско-кыновском и воронежском горизонтах франского яруса и в фаменском ярусе, но и там по сравнению с кларками литосферы (по А.П.Виноградову, 1962) содержания никеля незначительны: в этих горизонтах коэффициент накопления элементов составляет всего 0,43—0,31, т.е. почти в 2—3 раза ниже кларка. Кларк осадочной оболочки Белоруссии в целом значительно ниже кларка элемента в литосфере (см. табл.6).

Содержания ванадия минимальны в песчано-алевритовых отложениях средней части разреза девона Припятской впадины от саргаевских до ливенских (ниже порога чувствительности анализа — 0,001%). Вверх по разрезу концентрация элемента увеличивается, достигая в данково-лебежанских отложениях максимума $\sim 0,01\%$ (см. табл.5). От саргаевского горизонта вниз концентрация ванадия также растет — от следов в саргаевских отложениях до $\sim 0,004\%$ в пярнуско-наровских. Содержание ванадия превышает его кларк в аналогичном типе

Таблица 5

Средние содержания микроэлементов в породах Припятской впадины, $\mu \cdot 10^{-3}\%$

Возраст	Тип : породы	Ni	Co	V	Mn	Ti	Cr	Pb	Zr	Cu	Be	Ga	Sr
D ₃ dn-1b	П	1,8	0	9,4	96,0	430,0	0	2,9	88,0	7,8	0	0,26	0
	Г	1,9	0	10,0	80,0	450,0	0	1,0	52,0	4,2	0,1	0,7	0
	К	1,0	0	8,6	100,0	280,0	0	0	22,0	2,2	0,1	0,2	0
D ₃ zd-el	П	1,8	0	4,0	54,0	300,0	0	1,7	60,0	0,4	0	0,96	1,5
	Г	2,8	0	5,8	77,0	400,0	0	2,4	76,0	2,4	0,1	0,96	22,0
	К	1,0	0	1,6	24,0	110,0	0	0	3,8	0	0	0,6	12,0
D ₃ lv	П	0	0	0,2	8,8	150,0	0	0	0	0,17	0	0,14	26,0
	Г	1,0	0	2,1	25,0	90,0	0	0	22,0	0,78	0	0,2	18,0
	К	1,0	0	2,2	24,0	95,0	1	0	22,0	0,26	0	0,1	23,0
D ₃ ev	П	0	0	0,8	9,0	150,0	1	0	0	0,5	0	0,4	1,6
	Г	1	0	3,0	24,0	200,0	0	0	21,0	0,8	0,1	0,56	21,0
	К	1	0	2,6	29,0	68,0	2,7	0	8,0	0	0	0	26,0
D ₃ vr	П	2,0	0	1,1	0	130,0	2,4	0	3,1	0	0	0,7	7,2
	Г	3,0	0	4,6	82,0	400,0	0	0	10,0	2,6	0,1	0,95	22,0
	К	1,0	0	1,0	34,0	70,0	1,8	0	2,4	0	0	0	6,0

D_3^{sm}	К	1,0	0	0	40,0	49,0	2,0	0	4,0	0	0	0	8,0
D_3^{sr}	П	1,0	0	0	3,0	100,0	0	0	100,0	0,2	0	0,1	0
	Г	1,0	0	3,0	10,0	56,0	0	0	10,0	0,7	0	0	0
	К	1,0	0	2,8	45,0	58,0	4,2	0	7,0	0	0	0	22,0
$D_3^{p-кн}$	П	2,5	0	3,0	10,0	170,0	0	1,0	60,0	0,4	0	0,3	20,0
	Г	1,2	0	6,0	13,0	140,0	0	0	7,4	0,7	0	0,6	0
	К	1,0	0	0,2	0	36,0	0	0	2,0	0	0	0,1	8,0
D_2^{st}	П	0,5	0,3	2,9	7,6	300,0	1,0	0,3	9,6	0,5	0	0,17	0
	Г	2,2	1,0	8,0	22,0	280,0	1,0	0,3	3,3	0,94	0	0,36	0
	К	0	0	0	15,0	32,0	0	0	0	0,74	0	0	0
$D_2^{p-тг}$	П	0,81	0,34	3,8	14,0	350,0	1,0	0	3,0	0,8	0	0,56	0
	Г	1,0	0	8,4	30,0	280,0	0	0,58	21,0	1,8	0,1	0,94	0
	К	0,3	0	0	48,0	23,0	0	0	0	0,3	0	0	0,3

пород запада Русской плиты (см. табл. 6) только в данково-лебединских породах. В задонско-елецком комплексе концентрация элемента равна региональному кларку. По сравнению с литосферой содержание ванадия в песчано-алевритовых породах надсолевого левона Припятской впадины лишь несколько выше

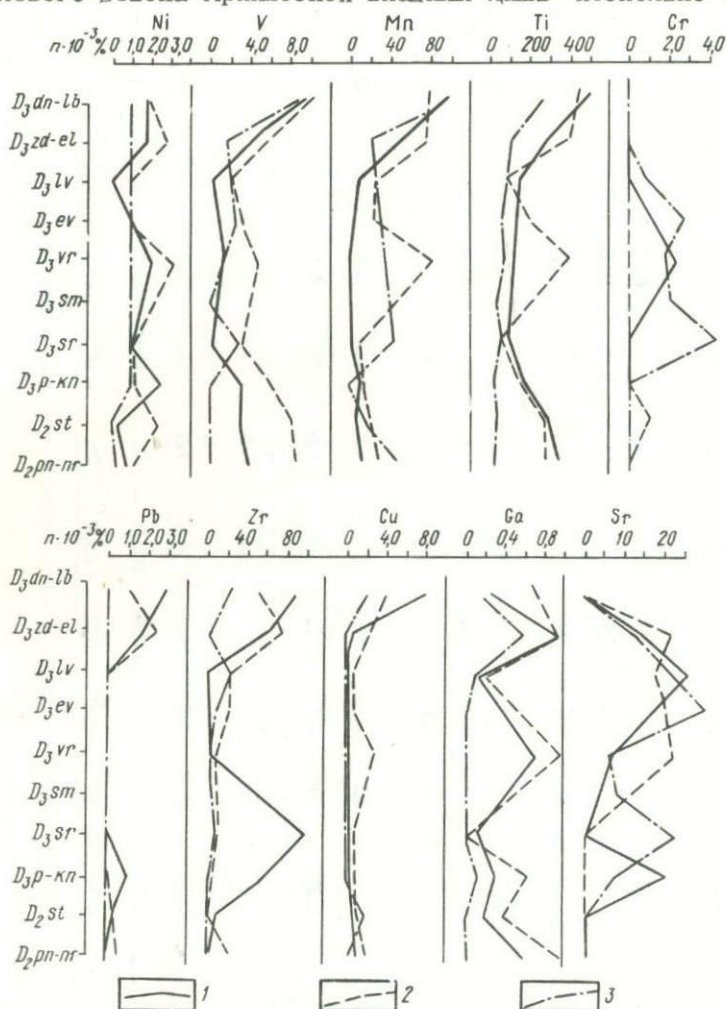


Рис.20. Изменение процентных содержаний микроэлементов в различных породах девона Припятской впадины: 1 -- песчано-алевритовые отложения; 2 -- глины; 3 -- карбонатные породы

кларков. Коэффициент концентрации в среднем составляет 1,04. Кларк осадочной оболочки Белоруссии в целом почти в четыре раза выше кларка литосферы (см. табл. 6).

Среднее содержание кобальта в песчано-алевритовых породах запада Русской плиты составляет всего 0,0003%, а кларк осадочной оболочки Белоруссии — 0,0001%, что значительно ниже кларков литосферы. В песчаных породах девона Припятской впадины концентрация элемента значительно ниже.

Т а б л и ц а 6

Кларки микроэлементов осадочной оболочки запада Русской плиты.
($n \cdot 10^{-3}\%$; N — количество образцов)

Химический элемент	Пески, песчаники, алевриты, алевролиты		Глины и сланцы		Карбонатные породы		Кларк осадочной оболочки (Белоруссия)	Кларк литосферы по А.П.Ви-ну (1962)
	кларк	N	кларк	N	кларк	N		
Литий	53,0	622	0,3	717	сл.	327	19,6	3,2
Бериллий	0,2	4754	0,1	6341	сл.	1932	0,1	0,38
Титан	330,0	9095	580,0	8272	18,2	4224	257,0	450,0
Ванадий	5,8	7029	87,8	7814	49,4	3493	34,5	9,0
Хром	1,7	8055	4,4	7078	сл.	1365	1,6	8,3
Мерганец	217,8	8872	278,1	7805	0,6	4315	142,4	100,0
Кобальт	0,3	4496	0,1	4295	сл.	1473	0,1	1,8
Никель	1,3	8538	2,2	7841	1,1	3624	1,2	5,8
Медь	1,3	8355	23,6	7583	0,1	4024	5,9	4,7
Галлий	0,5	6814	1,1	6304	сл.	2280	0,4	1,9
Рубидий	3,7	645	0,6	724	3,6	373	2,6	15,0
Стронций	0,8	3035	57,3	4892	14,5	2656	16,6	34,0
Иттрий	3,0	3858	3,6	4827	0,2	1323	1,9	2,9
Цирконий	632,0	8694	388,3	6702	22,8	2443	322,6	17,0
Барий	545,5	4070	419,0	5762	16,8	2097	296,7	65
Иттербий	0,2	4231	0,1	4932	сл.	694	0,1	0,033
Свинец	1,7	6544	1,2	6588	сл.	2335	0,8	1,6

В большинстве стратиграфических подразделений его количество ниже порога чувствительности анализов. Только в среднедевонских отложениях (старооскольский горизонт и пярнуско-наровская серия) содержание кобальта несколько выше — 0,0003—0,00035%, его коэффициент концентрации составляет всего 0,17—0,19.

Содержание марганца (см. рис.20) очень мало изменяется от пярнуско-наровских до ливенских отложений, ко-

лебясь от следов до 0,003—0,015%, и только в задонско-елецком и данково-лебемянских отложениях резко возрастает, составляя соответственно 0,054 и 0,096%, что все-таки ниже кларка литосферы и значительно меньше регионального кларка осадочной оболочки Белоруссии (см. табл.6). В целом для осадочного чехла республики характерно повышенное содержание марганца во всех типах пород, кроме карбонатов. Но песчано-алевритовые породы девонских отложений Припятской впадины бедны этим элементом. Коэффициент концентрации во всех случаях меньше единицы (табл.7).

Содержание титана в песчано-алевритовых породах уменьшается от пярнуско-наровской серии (0,35%) до саргаевского горизонта (0,1%), затем медленно растет вверх по разрезу, в задонско-елецких и данково-лебемянских отложениях достигает абсолютного максимума (соответственно 0,3 и 0,48%). Концентрация элемента в подсолевом девоне впадины близка к кларку (0,33%) песчаников и алевролитов запада Русской плиты (см. табл.7). Коэффициент концентрации элемента только в данково-лебемянской надсолевой толще несколько выше единицы (1,02).

Содержание хрома только в воронежском и старооскольском горизонтах и пярнуско-наровской серии несколько выше чувствительности анализов (0,0024 и 0,001%), что значительно ниже регионального и литосферного кларков и сопоставляется с кларком для этого типа пород запада Русской плиты (0,0017%).

Концентрация свинца в песчаных породах девона Припятской впадины относительно низкая и в большей части разреза составляет следы—0,0003—0,001%, увеличиваясь в ходе геологического времени. Наибольшие средние концентрации зафиксированы в задонско-елецких и данково-лебемянских отложениях (соответственно 0,0017 и 0,0029%). Здесь коэффициент концентрации свинца выше единицы (1,06 и 1,91). В подсолевом девоне Припятской впадины содержания элемента значительно выше регионального кларка осадочной оболочки БССР, почти в 2 раза выше кларков литосферы и среднего содержания свинца в песчано-алевритовых отложениях запада Русской плиты.

Средние содержания в песчано-алевритовых породах впадины цинка изменяются от следов до 0,09 и 0,1% (соответственно в данково-лебемянских и саргаевских отложениях). В целом наблюдается постепенный рост содержания элементов снизу вверх по разрезу, но в саргаевское время фиксируется резкий максимум. Здесь и в подсолевом девоне коэффициент

Таблица 7

Коэффициенты концентрации микроэлементов в породах Припятской впадины

Возраст	Тип : породы:	Ni	Co	V	Mn	Ti	Cr	Pb	Zr	Cu	Be	Ga	Sr
D ₃ d n-1 b	П	0,31	0	1,04	0,96	1,07	0	1,91	5,18	1,66	0	0,14	0
	Г	0,33	0	1,11	0,8	1,0	0	0,63	3,06	0,89	0,26	0,38	0
	К	0,17	0	0,96	1,0	0,62	0	0	1,29	0,47	0,26	0,11	0
D ₃ zd-e1	П	0,31	0	0,44	0,54	0,67	0	1,06	3,53	0,09	0	0,5	0,44
	Г	0,48	0	0,64	0,77	0,89	0	1,5	4,47	0,51	0,26	0,5	0,65
	К	0,17	0	0,18	0,24	0,25	0	0	0,22	0	0	0,32	0,35
D ₃ lv	П	0	0	0,02	0,09	0,33	0	0	0	0,04	0	0,07	0,76
	Г	0,17	0	0,23	0,25	0,2	0	0	1,29	0,16	0	0,11	0,53
	К	0,17	0	0,24	0,24	0,21	0,12	0	1,29	0,06	0	0,05	0,68
D ₃ ev	П	0	0	0,1	0,09	0,33	0,12	0	0	0,11	0	0,5	0,65
	Г	0,17	0	0,33	0,24	0,44	0	0	1,24	0,17	0,26	0,29	0,62
	К	0,17	0	0,29	0,29	0,15	0,32	0	0,47	0	0	0	0,76
D ₃ vr	П	0,34	0	0,12	0	0,29	0,29	0	0,18	0	0	0,38	0,21
	Г	0,52	0	0,51	0,82	0,89	0	0	0,59	0,55	0,26	0,5	0,65
	К	0,17	0	0,11	0,34	0,16	0,22	0	0,14	0	0	0	0,18
D ₃ sm	К	0,17	0	0	0,4	0,11	0,24	0	0,24	0	0	0	0,24
D ₃ sr	П	0,17	0	0	0,03	0,22	0	0	5,89	0,04	0	0,05	0
	Г	0,17	0	0,33	0,1	0,12	0	0	0,59	0,15	0	0	0
	К	0,17	0	0,31	0,45	0,13	0,51	0	0,41	0	0	0	0,65
D ₃ p-k n	П	0,43	0	0,33	0,1	0,38	0	0,63	3,53	0,09	0	0,18	0,59
	Г	0,21	0	0,67	0,13	0,31	0	0	0,44	0,15	0	0,32	0
	К	0,17	0	0,02	0	0,08	0	0	0,12	0	0	0,05	0,24
D ₂ st	П	0,09	0,17	0,32	0,08	0,67	0,12	0,19	0,56	0,11	0	0,09	0
	Г	0,38	0,56	0,89	0,22	0,62	0,12	0,19	0,19	0,18	0	0,19	0
	К	0	0	0	0,15	0,07	0	0	0	0,16	0	0	0
D ₂ p-nr	П	0,14	0,19	0,42	0,14	0,78	0,12	0	0,18	0,17	0	0,29	0
	Г	0,17	0	0,93	0,3	0,62	0	0,36	1,24	0,38	0,26	0,49	0
	К	0,05	0	0	0,48	0,05	0	0	0	0,06	0	0	0,01

концентрации элементов резко увеличивается — до 5,89—3,53 (см. табл. 7). Следует отметить, что как региональный для осадочной оболочки в целом, так и для песчаных отложений Белоруссии кларки циркония значительно выше кларка литосферы.

Содержание меди в разрезе Припятской впадины медленно увеличивается в ходе геологического времени, а в фаменском ярусе резко возрастает, достигая максимума в данково-лебедянское время (0,0078%). В этих же отложениях коэффициент концентрации элемента (1,66) превышает единицу, свидетельствуя о накоплении меди с кларком литосферы и региональными кларками запада Русской плиты (см. табл. 5 и 6).

Девонские отложения Припятской впадины обеднены иттрием, иттербием и бериллием. Средние содержания элементов во всех стратиграфических подразделениях ниже порога чувствительности анализов. В единичных скважинах их концентрация не превышает кларки в песчано-алевроитовых породах запада Русской плиты (для иттрия 0,003%, для бериллия и иттербия 0,0008%).

Содержания галлия уменьшаются от пярнуско-наровской серии (0,00056%) до саргаевского горизонта (0,0001%), затем резко возрастают в воронежском (0,0007%), снижаются в ливенском и достигают абсолютного максимума в межсолевых задонско-елецких отложениях (0,00096%). Коэффициент концентрации элемента во всех случаях ниже единицы, но его максимумы превышают региональный кларк песчано-алевроитовых пород Белоруссии и осадочной оболочки в целом.

Концентрация стронция, как правило, возрастает снизу вверх по разрезу до ливенского горизонта, где в песчано-алевроитовых породах фиксируется максимум (0,026%), а затем в фаменском ярусе наблюдается постепенное снижение содержания элемента (минимум — в данково-лебедянских породах).

На фоне постепенного снижения количества элементов в живетском и франском ярусах наблюдается резкое повышение концентрации в пашийско-кыновских отложениях — до 0,02%. Коэффициент концентрации элемента нигде не превышает единицы, хотя содержание стронция в ряде случаев выше региональных кларков для описываемого типа пород и осадочной оболочки запада Русской плиты в целом.

В глинах содержания никеля во всех отложениях, кроме пашийско-кыновских, выше, чем в песчаниках и алевролитах. Наблюдается аналогичная закономерность распределения эле-

мента по разрезу. Только в терригенной формации среднего девона и пашийско-кыновских отложениях увеличение концентрации в глинах соответствует уменьшению количества никеля в песчано-алевроитовых породах. Максимальное значение (0,003%) зафиксировано в глинах алатырского возраста, ранее относившихся к базальной части воронежского горизонта. Это немногим больше среднего содержания в глинах и сланцах запада Русской плиты, в 2,5 раза выше регионального кларка осадочной оболочки этой территории и значительно меньше кларка литосферы. Коэффициент концентрации нигде не превышает единицы. Минимальное содержание никеля — в пярнуско-наровских, пашийско-кыновских, саргаевских, евлановско-ливенских — 0,001%.

Распределение ванадия в глинах четко подчиняется тем же закономерностям, что и в песчано-алевроитовых породах: увеличение концентрации в ходе геологического времени до саргаевского горизонта, затем более или менее стабильное содержание элементов, и в фаменском ярусе — резкое увеличение концентрации. Максимум элемента — 0,01% — приурочен к данково-лебедянским глинам (см. рис.20). Это несколько выше кларка литосферы и кларка глинистых пород Белоруссии, но в 3,5 раза ниже кларка осадочной оболочки запада Русской плиты (см. табл.6).

Содержание марганца в глинах постепенно увеличивается снизу вверх по разрезу от 0,01—0,03 до 0,077—0,08%. Исключением являются глины нижней части воронежского горизонта с резким максимумом — 0,082%. Во всех случаях концентрация элемента ниже кларка литосферы и региональных кларков. Аналогично ведет себя и титан, включая резкий аномальный максимум — 0,4% — в глинах воронежского горизонта. Максимальное содержание элемента в данково-лебедянских отложениях 0,45%, что равно кларку литосферы, несколько ниже кларка для глин Белоруссии, но в 1,5 раза выше кларка осадочной оболочки запада Русской плиты.

Содержания хрома только в глинах старооскольского горизонта выше порога чувствительности анализа и составляют 0,001%, что ниже регионального кларка и кларка литосферы. Максимальная концентрация свинца — 0,0024% — приурочена к глинам задонско-елецкого возраста (см. табл.5), во всех остальных горизонтах фоновые содержания этого элемента весьма низки (обычно ниже порога чувствительности анализа).

Содержания циркония и меди в глинах девона Припятской впадины постепенно увеличиваются снизу вверх по

разрезу, причем в фаменском ярусе плавный рост средних концентраций сменяется резким. Максимум у циркония приходится на задонско-елецкий (0,076%), а у меди — на данково-лебединский (0,0042%) горизонты.

Г а л л и й в глинах девона Припятской впадины распределяется неравномерно — как и в песчано-алевритовых породах, наблюдается чередование резких максимумов и минимумов. Наибольшее содержание элемента зафиксировано в пярнуско-наровских, нижневоронежских и задонско-елецких отложениях (0,00094—0,00096%), наименьшее — в саргаевском горизонте (ниже порога чувствительности анализов). Максимальные средние значения примерно выше кларка осадочной оболочки запада Русской плиты, но ниже кларка литосферы (см. табл.6).

Количество с т р о н ц и я в глинах растет снизу вверх по разрезу от следов до 0,022% и более в воронежских и задонско-елецких отложениях. В надсолевых данково-лебединских породах содержание элемента резко падает снова до следов (см. рис.20). Коэффициент концентрации элемента (см. табл.7) во всех случаях меньше единицы.

Коэффициенты распределения элементов, рассчитанные по геохимическим профилям в терригенных породах девона Припятской впадины, очень близки по величине и лишь незначительно увеличиваются вверх по разрезу — от 0,65 в пярнуско-наровской серии до 0,75 в евлановских задонско-елецких и ливенских отложениях. Для верхней части разреза — верхне-франских и фаменских отложениях — они совпадают с данными по девону Белоруссии, а для нижней терригенной толщи Припятской впадины — несколько выше, особенно в пярнуско-наровской серии (см. табл.7). В Припятской впадине коэффициент распределения микроэлементов в пярнуско-наровских отложениях равен 0,66, а для Белоруссии — 0,46 (табл.8). Это свидетельствует о значительной роли химического выветривания в денудационных ландшафтах. Во всех частях девонских отложений впадины, кроме данково-лебединских, преобладает сглаженная модификация упорядоченного типа распределения элементов.

Относительно более подвижными элементами с максимумами в глинистой составляющей разреза являются в пярнуско-наровских отложениях никель, ванадий, марганец, свинец, цирконий, медь, галлий; в старооскольских — никель, кобальт, ванадий, марганец, медь, галлий; в пашийско-кыновских — ванадий, марганец, медь, галлий; в саргаевских — ванадий, марга-

нец, медь; в воронежских — никель, ванадий, марганец, титан, медь, галлий, стронций; в евлановских — ванадий, марганец, титан, цирконий, галлий, медь; в ливенских — никель, ванадий, марганец, цирконий, медь, галлий; в задонско-елецких — никель, ванадий, марганец, титан, свинец, цирконий, медь; в данково-лебедянских — ванадий, галлий. В данково-лебедянских отложениях большинство элементов является кластогенным, с мак-

Т а б л и ц а 8

Коэффициенты распределения микроэлементов в девонских отложениях

Возраст отложений	: Припятская : : впадина :	: Белоруссия :	Возраст отложений	: Припятская : : впадина :	: Белоруссия :
$D_3 dn-1b$	0,4	0,36	$D_3 p-kn$	0,7	0,64
$D_3 zd-el$	0,7	0,64	$D_2 st$	0,65	0,56
$D_3 lv$	0,7	0,73	$D_2 p-nr$	0,65	0,46
$D_3 ev$	0,75	0,73			

симумом содержаний в песчано-алевритовых фракциях. К ним относятся марганец, титан, цирконий, свинец, медь. В задонско-елецких — кластогенными элементами являются цирконий, в ливенских — титан, галлий, стронций, в евлановских и воронежских — хром, в саргаевских — титан, цирконий; в пашийско-кыновских — никель, титан, цирконий, стронций; в старооскольских — титан, цирконий; в пярнуско-наровской серии — титан.

Суммарные и рядовые коэффициенты накопления микроэлементов (табл.9, рис.21) по типам пород посчитаны по методике, изложенной в работе А.С.Махнача и др. (1974).

Суммарные коэффициенты накопления изменяются по разрезу незначительно. Отмечено только их увеличение в фаменских отложениях (см. рис.21). Коэффициент накопления относительно малоподвижных элементов (титана, хрома, циркония, ванадия и галлия) — R_1 , а также коэффициент для группы элементов, дающих минералы россылей (олово, цирконий, титан, хром — R_r), изменяются почти одинаково. В целом как в песчано-алевритовых породах, так и в глинистых они увеличиваются снизу вверх по разрезу, но в отличие от суммарного коэффициента R дают дополнительно резкий максимум в терригенных отложениях нижнефранского подъяруса (см. табл.9). Увеличиваются в ходе геологического времени и коэффициенты накопления R_2 более подвижных элементов (марганец, никель, ко-

Таблица 9

Коэффициенты накопления групп микроэлементов в различных породах девона Припятской впадины

Возраст	Тип породы	R	R ₁	R' ₂	R _r	R _s
D ₃ dn-lb	П	0,91	1,48	0,73	2,08	1,29
	Г	0,42	1,11	0,5	1,35	0,82
	К	0,35	0,6	0,41	0,64	0,21
D ₃ zd-el	П	0,54	1,03	0,24	1,4	0,48
	Г	0,76	1,3	0,44	1,78	0,83
	К	0,12	0,19	0,1	0,16	0,06
D ₃ lv	П	0,09	0,08	0,03	0,11	0,01
	Г	0,21	0,36	0,14	0,43	0,11
	К	0,22	0,38	0,12	0,54	0,08
D ₃ ev	Г	0,28	0,46	0,14	0,56	0,11
	К	0,18	0,24	0,11	0,31	0,06
D ₃ vr	П	0,13	0,25	0,08	0,25	0,11
	Г	0,3	0,5	0,47	0,49	0,36
	К	0,09	0,12	0,12	0,17	0,06
D ₃ sm	К	0,1	0,12	0,14	0,2	0,06
D ₃ sr	П	0,37	1,23	0,06	2,04	0,07
	Г	0,12	0,21	0,1	0,24	0,1
	К	0,19	0,27	0,16	0,35	0,06
D ₃ p-kn	П	0,44	0,88	0,16	1,3	0,38
	Г	0,16	0,34	0,12	0,25	0,12
	К	0,05	0,05	0,04	0,07	0,06
D ₂ st	П	0,17	0,35	0,11	0,45	0,13
	Г	0,25	0,4	0,34	0,31	0,25
	К	0,03	0,01	0,08	0,02	0,05
D ₂ p-nr	П	0,18	0,36	0,16	0,36	0,1
	Г	0,34	0,66	0,21	0,62	0,3
	К	0,05	0,01	0,14	0,02	0,04

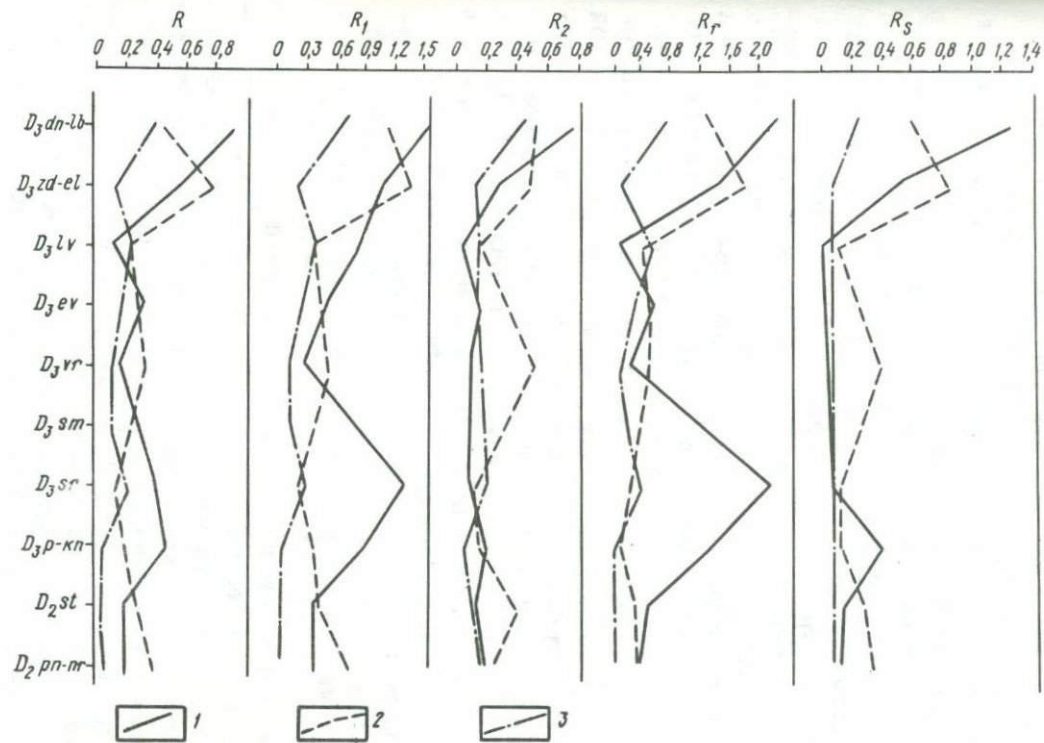


Рис.21. Изменение величин суммарного и рядовых коэффициентов накопления элементов в различных породах девона Припятской впадины: 1 -- песчано-алевритовые; 2 -- глинистые; 3 -- карбонатные отложения

бальт, медь и другие) и R_3 — элементов стратиформных месторождений (медь, никель, свинец). Графики их изменения аналогичны (см. рис.21). У тех и этих элементов фиксируются резкие максимумы в терригенных отложениях фаменского яруса, кроме того — максимум в глинах воронежского возраста и песках пашийско-кыновского горизонта.

Кларки петрогенных элементов (табл.10) в девонских отложениях Припятской впадины в основном подчиняются распределению пороодообразующих минералов. В терригенных формациях максимальное содержание как в песчано-алевритовых, так и в глинистых отложениях приходится на кремний. Его количество неуклонно убывает снизу вверх по разрезу в песчано-алевритовых породах от 39,76% в пярнуско-наровской серии до 27,92% в данково-лебедянских отложениях. В глинах эта закономерность нарушается за счет различной степени песчаности пород. Максимум кремния — в пашийско-кыновской части разреза (30,26%), минимум — в данково-лебедянской (18,49%). Практически весь кремний связан с кварцем. Среднее содержание алюминия в песчано-алевритовых породах также увеличивается снизу вверх по разрезу от 2,6% в пярнуско-наровской серии до 6,69% в воронежских и 6,46% в данково-лебедянских отложениях. В глинах количество элемента значительно выше, а распределение более пестрое. Максимальный кларк алюминия в глинах старооскольского горизонта (10,73%), минимальный — в данково-лебедянских образованиях (5,51%).

Распределение окисного и закисного железа, кальция и магния, щелочных элементов (калия и натрия), шестивалентной серы, фосфора и углерода показано в табл.10. Их содержание в терригенных породах, как правило, ниже, чем основных элементов — кремния и алюминия. Содержание фосфора определялось только в терригенных породах пярнуско-наровской серии, где содержание элемента составляет в глинистых породах 0,1%. Количество органического углерода в песчано-алевритовых породах уменьшается вверх по разрезу от 0,26% в пярнуско-наровской серии до 0,1% в саргаевском горизонте, затем наблюдается постепенный рост содержания элемента. Аналогично ведет себя $C_{\text{орг}}$ в глинах — уменьшается от 0,42% в пярнуско-наровских отложениях до 0,26% в пашийско-кыновских, затем фиксируется рост органического углерода до 1% в данково-лебедянских. Шестивалентная сера ведет себя аналогично органическому углероду: содержание в глинах уменьшается от 0,19% в пярнуско-наровской серии до 0,11% в пашийско-кынов-

Т а б л и ц а 10

Кларки петрогенных элементов осадочного чехла БССР, вес.%

Возраст отложений	Тип : породы :	Si	Al	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Ca	Mg	K	Na	S ⁺⁶
D ₃ dn- lb	П	27,92	6,46	3,04	0,44	7,78	1,58	3,37	1,91	0,2
	Г	18,49	5,51	3,27	0,52	3,83	1,86	4,86	1,51	0,84
	К	10,0	3,77	2,2	3,44	20,07	3,94	2,98	1,7	0,3
D ₃ zd- el	П	33,6	6,0	1,48	0,25	1,11	0,72	3,62	1,81	0,19
	Г	24,62	7,01	3,02	0,86	4,36	1,68	2,78	0,88	0,26
	К	12,13	4,15	1,82	0,67	19,32	3,31	2,14	0,73	0,42
D ₃ ev	К	6,22	2,9	1,12	0,45	22,95	5,5	2,1	0,56	1,52
D ₃ vr	П	32,12	6,69	4,05	0,11	0,54	1,07	5,89	0,08	0,18
	Г	19,9	6,72	3,8	0,93	5,65	4,09	4,22	0,08	0,20
	К	2,77	0,89	0,47	0,5	18,42	11,02	0,68	0,54	
D ₃ sm	К	1,24	0,37	0,45	0,3	24,76	9,2	0,5	0,1	0,18
D ₃ sr	К	2,98	1,39	0,89	0,28	22,67	8,18	0,4	0,01	0,16
D ₃ p- kn	П	38,96	3,81	1,34	0,92	0,19	0,29			0,18
	Г	30,25	7,64	5,91		1,43	1,54	4,4	0,19	0,11
	К	12,2	2,66	1,09	0,83	15,82	5,81	1,7	0,1	0,37
D ₂ st	П	38,97	3,26	1,57	0,13	0,76	0,4			0,18
	Г	25,2	10,73	4,2	0,11	0,91	0,63	5,18	0,18	0,11
	К	11,77	3,61	2,62		11,69	7,44	2,66	0,11	0,17
D ₂ p- nr	П	39,76	2,6	2,22	0,17	0,95	0,64			0,1
	Г	21,92	7,56	4,28		3,84	3,05	5,61	0,14	0,19
	К	11,76	3,27	2,16	0,4	13,01	8,11	2,63	0,17	0,32

ских, затем постепенно увеличивается и достигает максимума в данково-лебедянских отложениях — 0,84%. Содержание шестивалентной серы в песчано-алевритовых породах медленно увеличивается снизу вверх по разрезу от 0,1% в пярнуско-наровской серии до 0,2% в данково-лебедянских отложениях. Содержание калия в глинах уменьшается от 5,61% в породах данково-лебедянского возраста до 2,78% — задонско-елецкого. В данково-лебедянских отложениях резкое увеличение содержания калия в глинах — до 4,86%. В песчано-алевритовых породах содержание калия изучалось в воронежской (5,89%), задонско-елецкой (3,62%) и данково-лебедянской (3,37%) частях разреза. Здесь также намечается тенденция к уменьшению содержания элемента вверх по разрезу. Концентрация натрия изменяется не так однозначно. От пярнуско-наровских до пашийско-кыновских отложений его содержание в глинах увеличивается (см. табл.10), затем в нижневоронежских резко падает (0,08%), в задонско-елецких снова повышается (до 0,88%), достигая максимума в надсолевых данково-лебедянских породах (1,51%). В песчано-алевритовых породах количество натрия определялось только в воронежских (0,08%), задонско-елецких (1,81%) и данково-лебедянских (1,91%) отложениях. И здесь намечается тенденция к увеличению содержания вверх по разрезу. Аномалии в распределении калия и натрия в девонских отложениях Припятской владичы объясняются, скорее всего, особенностями калий-натриевого галогенеза.

Содержание трехвалентного железа в глинах уменьшается снизу вверх по разрезу, но несколько увеличивается в данково-лебедянской части разреза (см. табл.10); в песчано-алевритовых породах количество трехвалентного железа уменьшается от 2,22% в пярнуско-наровских до 1,34% в пашийско-кыновских отложениях, затем резко увеличивается в воронежских породах до 4,05%, уменьшается в задонско-елецких и резко возрастает в данково-лебедянских. Количество двухвалентного железа в глинах, как правило, повышается в ходе геологического времени, но уменьшается в данково-лебедянском горизонте. В песчано-алевритовых отложениях оно уменьшается снизу вверх до воронежского горизонта, а затем постепенно возрастает, достигая в данково-лебедянской толще максимума (0,44%).

В целом распределение малых и породообразующих элементов в терригенном литогенезе подчиняется главным образом характеру и интенсивности выветривания в областях сноса и способу переноса элементов. Здесь накапливаются химические элементы, переносимые в виде обломков различных минералов,

а также отсортированные глинистыми частицами (или входящие в состав этих частиц).

Отмечается обогащение фаменских отложений, особенно подсолевых данково-лебедянских пород, большинством химических элементов. Учитывая, что здесь не увеличивается количество шестивалентной серы, а также органического углерода, можно говорить о специализации подсолевых отложений Припятской впадины на ряд элементов — медь, свинец, ванадий и другие, способные образовывать стратиформные месторождения с накоплением рудных элементов в сульфидной форме, а также на титан, олово, цирконий, барий и другие элементы, минералы которых могут образовывать месторождения россыпного типа. Очевидно, что первый тип оруденения генетически связан не с терригенным литогенезом, а с распределением элементов в более поздние стадии — диагенез, эпигенез, а также с дополнительным привносом элементов в виде различного рода эксгальций.

Карбонатные отложения. Карбонатные породы в пределах рассматриваемого региона представлены хемогенными и органогенными известняками и доломитами, в значительной части вторичными. Распределение микроэлементов в карбонатных породах девона Припятской впадины показано на рис.20, их кларки — в табл.5.

Средние содержания никеля в большинстве стратиграфических подразделений довольно стабильны (0,001%) и только в среднем девоне снижаются до следов в старооскольском горизонте и 0,0003% в пярнуско-наровской серии. Коэффициенты концентрации (см. табл.6) очень низки и не превышают 0,17. Средние содержания элемента близки к региональным кларкам осадочной оболочки запада Русской плиты (0,0012%) и средним содержаниям в карбонатных породах Белоруссии (0,0011%). Концентрация кобальта во всех карбонатных породах ниже порога чувствительности. Отмечаются лишь следы этого элемента. Распределение ванадия характеризуется увеличением концентрации снизу вверх по разрезу — от следов в среднем девоне до 0,0086% в данково-лебедянских отложениях, что почти равно кларку литосферы (коэффициент концентрации 0,96), но значительно ниже регионального кларка элемента в аналогичных породах и осадочной оболочке.

Содержание марганца уменьшается в карбонатных породах подсолевой терригенной толщи от 0,048% в пярнуско-наровской серии до запороговых в пашийско-кыновских, затем возраста-

ет в саргаевских карбонатных породах (0,045%) и медленно уменьшается до задонско-елецких отложений. В породах данково-лебедянского возраста фиксируется наибольшее среднее содержание элемента (0,1%). Это в 1,4 раза ниже регионального кларка осадочной оболочки (0,14%), но превосходит кларк карбонатных пород Белоруссии. Коэффициент концентрации элементов в данково-лебедянском горизонте равен 1,0.

Содержание титана весьма незначительно, но медленно растет снизу вверх по разрезу, давая резкий максимум (0,28%) в карбонатных породах данково-лебедянского возраста. Это почти в два раза ниже кларка литосферы (коэффициент концентрации 0,62), но несколько выше регионального кларка для осадочного чехла в целом и карбонатных пород Белоруссии (см. табл.6).

Значащие средние цифры содержаний хрома удалось получить лишь для средней части разреза. Максимум фиксируется в карбонатных породах саргаевского горизонта (0,0042%). Встречаемость свинца очень низка (коэффициент встречаемости 0,2—0,4), поэтому средним содержанием элемента следует считать следовые количества.

Количество циркония крайне незначительно. Наибольший кларк элемента — 0,022% — в карбонатах ливенского и данково-лебедянского возраста. Это значительно выше кларка элемента в карбонатных породах Белоруссии и кларка литосферы, но резко понижено по сравнению со средним содержанием в осадочной оболочке.

Средние содержания меди в карбонатах также низки. Однако концентрация ее в данково-лебедянских отложениях (максимум, равный 0,0022%) более чем в 20 раз превосходит региональный кларк для этого типа пород Белоруссии. Коэффициент концентрации меди по сравнению с кларком литосферы даже здесь составляет всего 0,47%.

Иттербия и иттрия в карбонатных отложениях девона Припятской впадины, исключая единичные скважины, не обнаружено. Галлий отмечается только в породах пашийско-кыновского, ливенского (0,0001%), данково-лебедянского (0,0002%) и задонско-елецкого (0,0006%) возраста.

Распределение стронция связано с процессами карбонатакопления. Отмечается несколько максимумов, где концентрация элемента составляет 0,022—0,026% (саргаевский, елановский, ливенский горизонты).

Количество кремния в карбонатах увеличивается в нижней терригенной части разреза снизу вверх, в саргаевском,

семилуцком и воронежском горизонгах резко падает (см. табл. 10), а затем снова возрастает в несколько раз. Максимум концентрации — 12,2% — приходится на пашийско-кыновские карбонатные породы. Содержание алюминия колеблется от 0,37% в семилуцком до 4,15% в задонско-елецких отложениях. Отмечается несколько максимумов и минимумов. Содержание трехвалентного железа уменьшается снизу вверх по разрезу до воронежской части разреза (0,47%), а затем растет до данково-лебедейской (2,2%). Максимум — 2,62% (старооскольский горизонт). Максимальное среднемедианное содержание двухвалентного железа 3,44% (данково-лебедейские карбонатные отложения), минимальное — 0,3% (семилуцкий и саргаевский горизонты). Содержания кальция и магния в карбонатных породах девона Белоруссии изменяются в зависимости от количества в них глинистой, кластогенной и других примесей. Максимальное содержание кальция (24,76%) в карбонатах семилуцкого горизонта, минимальное — в породах старооскольского горизонта (11,69%). Максимум содержания магния приходится на воронежский (11,02%), минимум — на задонско-елецкий (3,31%) комплекс (по данным 120 химических анализов известняков и доломитов).

Количество калия и натрия уменьшается сверху вниз по разрезу от данково-лебедейских (соответственно 2,98 и 1,7%) до саргаевских (0,4 и 0,01%) отложений, а затем возрастает в нижней терригенной толще пород (см. табл. 10). Шестивалентная сера распределена по разрезу неравномерно. Ее максимальное среднее содержание приходится на евлановский (1,52%), а минимальное — на саргаевский (0,16%) горизонты. Содержание фосфора определялось только в пярнуско-наровских и саргаевских карбонатных породах, где оно составляет соответственно 0,03 и 0,02%. Количество органического углерода в карбонатных породах колеблется в пределах 10—0,12%. Минимум — в саргаевском горизонте, максимум — в данково-лебедейской надсолевой толще.

К типичным элементам карбонатного литогенеза, следует, таким образом, отнести только кальций и магний во всех горизонтах. С ними связаны в ливенской части разреза ванадий; в данково-лебедейской — марганец; в ливенской — хром и цирконий (типично кластогенные элементы); в евлановской — марганец, хром, стронций; в саргаевской — марганец, хром, стронций; в пярнуско-наровской — марганец и стронций. Все эти элементы в перечисленных стратиграфических подразделениях по-

казывают в карбонатных породах максимумы содержаний.

В целом анализ изменения суммарного и рядовых коэффициентов накопления элементов в карбонатных породах девона Припятской впадины (см. рис.21) показывает, что как кластогенные, так и хемогенные элементы имеют тенденцию к накоплению в фаменском ярусе, в частности в подсолевых данково-лебедянских отложениях.

В целях изучения возможностей индикации вторичных и первично-седиментационных доломитов по закономерностям распределения микроэлементов и выяснения геохимических различий между известняками и доломитами на базе более 800 спектральных анализов карбонатных отложений произведен сравнительно-геохимический анализ этих пород (табл.11). В пярнуско-наровской серии и пашийско-кыновских отложениях сопоставлялись известняки и первично-седиментационные доломиты, в остальных горизонтах — известняки и заведомо вторичные, по-видимому, метасоматические доломиты.

Оказалось, что как в первично-седиментационных, так и во вторичных доломитах по сравнению с известняками меньше бария (исключение — воронежский горизонт), циркония (исключение данково-лебедянский горизонт), в большинстве случаев меньше титана, но больше марганца. Количество никеля примерно равное. Содержания остальных элементов изменяются без видимой закономерности. Таким образом, известняки больше доломитов загрязнены кластогенными элементами. Об этом говорит и присутствие хрома в известняках ряда горизонтов. Специфических различий в ряду известняк-доломит, позволяющих четко фиксировать вторичную доломитизацию, установить не удалось. Видимо, процесс замещения кальция магнием проходил в основном на уровне петрогенных элементов, а микроэлементный состав пород изменялся незначительно. Не исключено, что последующие изменения пород могли затушевывать различия, возникшие при замещении кальцита доломитом.

Геохимия фосфоритов. Фосфатные включения в терригенных толщах низов верхнего девона известны на территории Центрального девонского поля, в Прибалтике и других регионах. Они приурочены обычно к отложениям пашийско-кыновского горизонта франского яруса верхнего девона и имеют большое значение, так как, во-первых, при широком распространении (например, в центральной и северо-западной частях Латвии) могут служить маркирующим горизонтом при различного рода геологических построениях и, во-вторых, могут явиться полезными ископаемыми.

Т а б л и ц а 11

Фоновые содержания элементов в известняках и доломитах девона
Белоруссии, $n \cdot 10^{-3}\%$

Химический элемент	$D_2 p-nr$		$D_3 p-kr$		$D_3 sr$		$D_3 sm$		$D_3 vr$		$D_3 ev$		$D_3 lv$		$D_3 zd-el$		$D_3 dn-lb$	
	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Ni	1,5	0	0	1	0	0	1	0	1	1	1	1	0	1	1	0	1	1
V	2,3	1	0	0	0	0,48	0	0	0	0,9	0	2,6	0	2,2	0,6	0	8,6	2,6
Mn	66	60	15	5,4	16	14	44	39	30	20	20	53	14	26	28	25	200	190
Ti	88	56	8,6	30	37	52	28	64	30	88	30	68	36	130	82	100	240	88
Cr	0	0	0	0	0	2,4	0	1	0	1	0	3,2	0	1	0	1	0	2
Zr	0	10	0	21	3	4,4	2	4	1	2	0	7,6	8	10	2	6,2	14	10
Cu	1	0,5	0,29	4	0,27	0	0,1	0,26	0,28	0,1	0,23	0	0,1	0,3	0	0,3	2,3	2
Ga	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,1	0	0	0	0,14	0,94	0	0,1	0
Sr	0	0	0	60	4,5	12	0	8,4	8,4	9,2	30	26	34	23	6,4	19	4	20
Ba	2	3	0	100	2	6	0,5	0,1	3	2	0	3,1	2	11	2	7	2	9,6

Примечание: 1 — доломиты; 2 — известняки.

На территории Белорусской ССР фосфоритопроявления в девоне до последнего времени не были известны. Автором настоящей работы совместно с сотрудником БелНИГРИ С.А. Кручком обнаружены конкреции фосфоритов в пашийско-кыновских отложениях республики в районе Припятской впадины (скв. ЗР, Буйновичи). Конкреции округлой формы, размером 1—2 см в поперечнике, с шероховатой поверхностью, темно-серого, почти черного цвета, скорлуповато-концентрического строения. Химический анализ показал, что конкреции фосфоритов из пашийско-кыновских отложений содержат SiO_2 — 36,7%, Al_2O_3 — 2,76; Fe_2O_3 — 4,2; FeO — 0,18; TiO_2 — 0,28; CaO — 2,9; MgO — 3,28; SO_3 — 6,52; P_2O_5 — 12,07; MnO — 0,42; Na_2O — 0,72; K_2O — 0,41; п.п.п. — 9,75%. Одновременно проведен количественный спектральный анализ на ряд элементов-примесей. Среднее содержание Ni — 0,008%; Co — 0,030; V и Cr — по 0,001; Mn и Ti — по 0,1; Pb — 0,01; Mo — 0,0003; Ba , Zr и Cu — по 0,01; Sr — 0,05%. Сравнение концентраций микроэлементов в фосфоритах и вмещающих породах показало, что содержания Cr , Ni , Co , Mn , Pb и Cu в конкрециях больше, а V , Ti , Ba и Zr меньше, чем во вмещающих отложениях. Это можно объяснить различной геохимической подвижностью элементов в стадии диагенеза или же тем, что фосфоритовые конкреции переотложены, привнесены из более древних отложений. Во всяком случае факт находки фосфоритовых конкреций в девонских отложениях Белоруссии говорит о необходимости постановки ревизионных работ на этот вид минерального сырья.

О некоторых особенностях распределения элементов в галогенных и вулканогенных толщах. Специальные массовые исследования геохимии галогенных толщ автором работы не проводились. В настоящем разделе помещены некоторые данные, полученные при общем изучении девонских отложений Припятской впадины, касающиеся некоторых аспектов геохимии соленосных отложений.

По сравнению с вмещающими породами обе соленосные толщи выделяются в разрезе резким снижением содержаний титана, ванадия, хрома, марганца, кобальта, никеля, меди, бария, галлия и других элементов. По содержанию микроэлементов из всех литологических разностей наиболее обедненными являются галлититы. В то же время наблюдается четкое геохимическое отличие нижней (франской) соли от верхней (фаменской). Последняя сравнительно обогащена многими элементами (табл.12). Особенно четко геохимическое различие солей

проявляется при сравнении некоторых геохимических коэффициентов (Бордон, Урьев, 1972). К их числу относится сумма содержаний микроэлементов группы железа. Этот коэффициент (F) равен в нижней соли всего 0,018%, увеличиваясь в верхней более чем в 3 раза (0,0562%). Коэффициент накопления микроэлементов (R), рассчитанный по приведенным в таблице одиннадцати элементам для галитовых пород верхней (R=0,159) и нижней (R=0,02) соленосных толщ, еще ярче подчеркивает как обедненность солей микроэлементами, так и четкое геохимическое различие рассматриваемых толщ.

Т а б л и ц а 12

Среднемедианные содержания микроэлементов в галитах франской и фаменской соленосных толщ Припятской впадины, вес.%

Объект изучения	Ti	V	Cr	Mn	Co
Фаменская соль (по 212 анализам)	0,03	0,0022	0*	0,023	0
Франская соль (по 116 анализам)	0,014	0,001	0	0,003	0
Литосфера (Виноградов, 1962)	0,45	0,009	0,0083	0,1	0,0018

Объект изучения	Ni	Cu	Ga	Zr	Ba	Pb
Фаменская соль (по 212 анализам)	0,001	0,0013	0	0	0,025	0,001
Франская соль (по 116 анализам)	0	0,00023	0	0	0	0
Литосфера (Виноградов, 1962)	0,0058	0,0047	0,0019	0,017	0,065	0,0016

*0 — содержание ниже порога чувствительности анализа.

Характер изменения содержаний комплекса микроэлементов отражает геохимические различия условий седиментации и тектонические особенности развития Припятского солеродного бассейна. Согласно существующим представлениям, нижняя и верхняя соленосные толщи являются образованиями различных структурных этажей. Рубежом, разделяющим эти структурные подразделения, по-видимому, служит не граница межсолевой и верхней соленосной толщи, а нерезко выраженная граница задонских и елецких отложений внутри межсолевой толщи. Последняя имеет дискретное строение. Плащеобразно налегающие на раз-

личные элементы задонской части межсолевой толщи елецкие отложения отличаются от подстилающих составом пород, высоким содержанием в них свободного кремнезема, присутствием вулканогенного материала, обеднением фауны и сменой ее видового состава, широким развитием радиоларий. Смена характера споровых комплексов, установленная Н.С.Некрято, свидетельствует об изменениях наземной растительности на этом же возрастном рубеже на участках суши, окружающих Припятский бассейн седиментации. Видимо, с некоторым оживлением тектонической активности, вызвавшей омоложение рельефа в областях сноса, связано и относительное увеличение содержания в верхней соленосной толще таких кластофильных элементов, как титан и марганец. Кроме того, наиболее благоприятны для образования повышенных концентраций различных элементов периоды поствулканической деятельности, следующие за эпохами активного проявления вулканизма. Действительно, накопление нижней соли соответствовало по времени верхнефранской фазе вулканизма, а образование верхней соленосной толщи следовало непосредственно за нижнефаменской (елецкой) фазой. Таковы самые общие соображения относительно характера причин, обусловивших констатированное выше геохимическое различие франской и фаменской соленосных толщ Припятской впадины. Установление деталей этого механизма и поведения отдельных элементов требует дополнительного изучения.

Распределение микроэлементов в вулканическом комплексе востока Припятской впадины изучалось по типам пород (средние вулканы, основные, ультраосновные, щелочные, туфы и туффиты). Анализы распределения элементов произведены на базе 410 количественных и приближенно-количественных спектральных определений образцов, отобранных автором из керна различных скважин. Кроме того, использованы 110 анализов В.П.Корзуна (Корзун, 1974). Средние содержания элементов приведены в табл.13.

Из всех вулканических пород наиболее обогащены микроэлементами ультраосновные и щелочные породы. К ультраосновным породам приурочены максимальные концентрации никеля, кобальта, хрома, меди, иттербия, ниобия, скандия, лития; к щелочным — ванадия, циркония, стронция, лантана, олова, фосфора, бора.

Основные вулканы обогащены цинком, иттрием, галлием, барием, лантаном; средние — в ряде случаев вольфрамом.

Особый интерес представляют туфы и туффиты. К ним, как правило, приурочены максимумы ванадия и марганца, реже бе-

Т а б л и ц а 13

Среднемедианные содержания микроэлементов в вулканогенных породах
верхнего девона Белоруссии, $\mu \cdot 10^{-3} \%$

Химический элемент	Тип породы				
	средние	основные	ультра- основные	щелочные	туфы, туффиты
Ni	0,96	1,9	40,0	0,9	2,3
Co	0,76	1,4	6,0	1,1	1,4
V	9,8	13,0	14,0	21,0	12,0
Mn	99,0	98,0	100,0	140,0	0,15
Cr	0,9	0,86	30,0	0,4	1,4
Pb	0,1	0,1	0,1	0,1	0,96
Zr	35	28,0	9,0	54,0	23,0
Zn	1,4	12,0	0,1	0	3,0
Cu	2,7	2,0	5,6	0,8	3,0
Yb	0	0,6	1,4	1,0	0
Y	4,8	8,4	5,8	6,7	5,0
Be	0,79	0,33	0,15	9,2	1,1
Ga	1,4	40,0	0,1	0,18	1,6
Sr	94	74,0	50,0	98,0	42,0
Ba	40,0	88,0	60,0	13,0	25,0
Nb	4,7	5,2	10,0	9,4	8,2
La	13,0	40,0	10,0	40,0	6,0
Mo	0,1	40,0	0,1	0,1	2,0
Sn	0,1	0,1	0,1	0,2	1,0
P	100	0,1	200,0	230,0	210,0
Ge	0,1	0	0,1	0	1,0
B	4,5	4,0	3,0	9,2	3,6
Sc	0,61	0,7	0,8	0	6,5
W	2,5	1,0	0	0	0
Li	3,8	7,2	20,0	7,0	3,9

рилли. Туфы содержат в среднем около 0,001% свинца, по 0,003% цинка и меди, 0,002% никеля, до 0,008% ниобия. Это представляет несомненный поисковый интерес. Вулканиты верхнего девона Припятской впадины могут служить источником элементов при рудогенных процессах в различных типах литогенеза. Об этом свидетельствует геохимическая зональность синхронных осадочных отложений. Зональность проявляется в увеличении содержаний ряда элементов в осадочных породах вблизи зоны распространения вулканитов (медь, цинк, вольфрам, свинец, марганец, хром и другие).

О распределении некоторых малоизученных элементов в девонских породах Припятской впадины

Впервые для территории Белоруссии произведена оценка кларковых содержаний ртути в отложениях среднего и верхнего девона (анализы 125 образцов произведены методом атомной абсорбции). В среднедевонских отложениях в зависимости от состава пород фоновые содержания ртути колеблются от $1,84 \cdot 10^{-6}$ до $8,6 \cdot 10^{-6}\%$, составляя в песчаных отложениях ($l \cdot 10^{-6}\%$) 7,15; в алевритовых — 10,4, в глинах — 6,85, в карбонатных породах — 1,84, в гипсах и ангидритах — 8,6. Пределы изменения кларков ртути в верхнедевонских образованиях — $3,95 \cdot 10^{-6}$ — $5,83 \cdot 10^{-6}\%$, причем средние содержания в песчаниках ($l \cdot 10^{-6}\%$) — 6,0; алевритах — 11,2; глинах — 5,83; доломитах — 3,18. Содержание ртути в описанных выше фосфоритах составляет в среднем $3,95 \cdot 10^{-6}\%$.

Интересно отметить характерную особенность в закономерностях распределения ртути — резкое увеличение ее концентрации не в глинистых отложениях, как это имеет место для многих элементов, а в алевритовой фракции пород. Причем эта закономерность отмечена для пород как среднедевонского, так и верхнедевонского возраста. Учитывая, что промышленные содержания ртути Донбасса приурочены, как правило, к алевритовым и мелкозернистым песчаникам, установленная закономерность позволяет надеяться на выявление аномальных участков этого элемента.

На основе данных приближенно-количественных спектральных анализов (422 образца) подсчитаны в верхнедевонских отложениях кларк бора в соленосной формации (0,0016%), кларк лития (0,0009%, 302 образца) в глинистых отложениях и кар-

бонатах (0,0006%, 537 образцов), рублидия в глинах (0,02%, 315 образцов), песчаниках и алевролитах (0,002%, 570 образцов) и карбонатах (0,007%, 102 образца). Рассчитаны также среднемедианные концентрации некоторых элементов в живетском ярусе среднего девона (в песчаниках, глинах и карбонатных породах): лития — 0,0003; 0,006; 0,003% соответственно (390 проб); рублидия — 0,002; 0,007; 0,01% (450 проб); цезия в карбонатных породах — 0,0002% (130 проб).

Краткая геохимическая характеристика девонских отложений впадины

Изучение распределения породообразующих и малых химических элементов в различных литологических разностях пород разного возраста и сопоставление полученных данных с геологическими особенностями и вещественным составом пород позволило автору выделить специфические геохимические черты девонских отложений Припятской впадины. В настоящей главе дана краткая геохимическая характеристика основных стратиграфических подразделений впадины.

П я р н у с к о - н а р о в с к а я с е р и я. Некоторые черты геохимии этих отложений были показаны при описании основных типов древних геохимических ландшафтов. В частности, показано влияние двух источников сноса на характер пярнуско-наровских отложений. Элементами-индикаторами возраста серии являются марганец, ванадий, хром, в ряде разрезов никель, коэффициент F (сумма элементов группы железа). Коэффициент минералогической корреляции (K_k — отношение суммы устойчивых минералов к сумме неустойчивых), равный для суммы фракций 4,7, говорит о сравнительном удалении источников сноса. Распределение элементов относится к переходному подтипу пестрого типа. Примерно у половины элементов максимальные содержания сдвинуты в сторону тонкозернистых отложений, что подтверждает вывод о сравнительном удалении областей сноса и говорит о развитии как химического, так и физического выветривания. Последнее преобладало на более ранних этапах формирования пярнуско-наровской толщи и в большей мере в пределах южного денудационного ландшафта. Мало подвижными элементами были цирконий, барий, ванадий, марганец; более подвижными — никель, титан, медь, галлий, свинец. Первые мигрировали в основном в виде обломков, взвесей; вторые — в коллоидах и истинных растворах. Наличие химическо-

го выветривания и литологические особенности пород говорят о сглаженной поверхности участков суши, с которых сноился материал, о небольшой тектонической активности территории. Максимальные содержания органического углерода и переходный подтип распределения элементов свидетельствуют о теплом и влажном климате. Низкие фоновые содержания Ti и Ga указывают на морские условия седиментации. Геохимический (Λ -образный) и фациальный (max) профили органического углерода свидетельствуют о прибрежно-морском характере условий осадконакопления. При формировании верхней части разреза, когда увеличилась роль химического выветривания, господствовали лагунные условия. Соленость воды была повышенной (редкая фауна, гипсы, ангидриты, доломиты, прослой галита в районе д.Виши). Коэффициент солености (K_s) равен 30—40, среднее содержание хлора, по данным В.А.Лапутя (1970), составляет 0,3—0,9%. Относительно низкие содержания суммы микроэлементов группы железа в западной части района распространения описываемых отложений показывают, что береговая линия бассейна проходила вблизи современных границ пярнуско-наровских отложений. Величина отношения окисного и закисного железа (1,69), повышенные содержания пирита и органического углерода говорят о восстановительной среде осадконакопления.

Старооскольский горизонт. Индикаторы возраста: кобальт, хром, ванадий, титан. Кр резко снижается по сравнению с пярнуско-наровской серией (2,3 для суммы фракций). Следовательно, источники сноса располагались несколько ближе. Вероятно, размыты подвергались и пярнуско-наровские образования. Кр равен 0,50 (переходный подтип пестрого типа распределения). В южной части впадины Кр уменьшается в ряде разрезов до 0,3—0,4, что говорит об увеличении количества кластогенных элементов, об усилении роли физического воздействия в южном источнике обломочного материала. Было развито физическое и химическое выветривание, но первое преобладало, о чем можно судить по отсутствию типичных хемогенных пород. Геохимически менее подвижными элементами следует считать титан, хром, медь, цирконий, барий, свинец; более подвижными — ванадий, марганец, железо, никель, галлий. Тонко- и мелкозернистый состав пород и наличие химического выветривания в областях сноса свидетельствуют о незначительных разностях в абсолютных отметках. Кр (0,50) свидетельствует также о небольшой тектонической активности. Переходный подтип распределения пред-

полагает теплый и влажный, в отдельные промежутки времени жаркий климат; минимальные содержания $S_{орг}$ — аридный климат. Вероятно, климатические условия были переменными. Менялась, по-видимому, и обстановка в зоне осадконакопления: условия, близкие к континентальным, сменялись морскими и наоборот. Так, низкие содержания Ca и Ti , прослой доломитовых пород, ихтиофауна, большая площадь развития, содержание хлора (0,11—0,85) характерны для морских условий, а фациальный профиль Mn и низкие величины $S_{орг}$, максимальные содержания мусковита, речная и озерная слоистость — для континентальных. Наличие слоистости указывает на водную среду. Береговая линия бассейна проходила вблизи современной границы распространения старооскольских отложений. Судя по отношению окисного и закисного железа (2,512) и низкому содержанию пирита и $S_{орг}$, условия среды были слабо окислительными.

П а ш и й с к о - к ы н о в с к и е отложения. Индикаторы возраста: титан, никель, марганец. Kr равен 0,67 (сглаженная модификация упорядоченного типа), что говорит о некотором усилении роли химического выветривания в зоне сноса. Только на юге впадины Kr несколько уменьшается — до 0,5. Геохимически менее подвижным элементом был титан, более подвижными — никель, ванадий, марганец, железо, медь, никель, цирконий, барий, галлий. Наличие химического выветривания говорит о пенепленизированной поверхности суши, служившей источником сноса. Исходя из геохимического профиля Mn (Λ -образный), можно предполагать наличие аридных климатических условий. Низкие содержания Ti , Ca и морская фауна говорят о морских условиях, а Λ -образный геохимический профиль $S_{орг}$ — о прибрежно-морском характере фациальной обстановки. Значительное количество хлора (0,56—0,58) и большая величина K_s (180—270) говорят о повышенной солености бассейна. Увеличение количества пирита и величина отношения окисного и закисного железа (1,18) характерны для восстановительной среды осадконакопления. Территориальная близость двух областей распространения отложений, их небольшие фациальные различия, близкий состав и мощности говорят о том, что они образовались в едином морском бассейне, но в промежуточной полосе были впоследствии размывы. В пределах Припятской впадины также ощущалось влияние двух источников сноса.

С а р г а е в с к и й г о р и з о н т. Индикаторы возраста: никель, ванадий, марганец. Характер разреза ука-

зывает на то, что в это время в основном закончилась пене-
пленизация окружающих участков суши. Преобладало химическое выветривание. Геохимически все элементы относятся к подвижным. Небольшие содержания титана и галлия характерны для морской обстановки. Развитие химического выветривания, восходящий профиль марганца свидетельствуют о гумидном климате. Условия среды были нейтральные (отношение окисного и закисного железа равно 2,073). Тот факт, что изолиния 0,2% равных содержаний коэффициента F (в отдельных скважинах даже 0,3—0,4%) подходит близко к западной границе распространения саргаевских отложений, позволяет предположить удаление в это время береговой линии морского бассейна.

Семилукский горизонт. Элементами-индикаторами возраста для семилукских отложений являются хром, ванадий, титан, марганец. Характер отложений говорит об усилении химического выветривания. Все элементы геохимически подвижны. Вероятно, поверхность суши, служившая источником сноса, была сильно сnivelирована. Небольшое количество галлия и титана говорит о морской среде, а фациальный профиль марганца — о мелководности бассейна. Судя по величине отношения окисного и закисного железа в семилукских отложениях (2,42—2,82), условия среды были окислительными.

Алатырский горизонт геохимически не изучался.

Воронежский горизонт. Индикатором возраста является марганец. Характерно снижение фоновых содержаний марганца, ванадия, циркония, меди. Особенности разреза говорят об усилении роли физического выветривания по сравнению с семилукскими. Геохимическая подвижность почти всех элементов была относительно высокой. Низкие содержания Ga и Ti указывают на морскую среду, а фациальный профиль Mn — на климатические условия, близкие к аридным. Условия среды были восстановительными (отношение окисного и закисного железа равно 1,405).

Евлановский горизонт. Индикаторы возраста: титан и ванадий. Коэффициент распределения (Kp) равен 0,75, что говорит об упорядоченном типе распределения, его сглаженной модификации. Увеличение Kp связано со значительным усилением роли химического выветривания в области сноса. Геохимически менее подвижными элементами следует считать только хром, кобальт, свинец; более подвижными — никель, титан, марганец, ванадий, галлий, медь, цирконий, барий. На основе восходящего геохимического профиля Mn можно су-

дить о близком к гумидному характере климата. Низкие содержания Ga и Ti свидетельствуют о морских условиях осадконакопления. Значение K_s (35—120 единиц, иногда 270), содержание хлора до 5% (среднее 0,18%) говорят об осолонении морского бассейна, об условиях, близких к лагунным. Отношение окисного и закисного железа (1,896) позволяет предположить восстановительную среду в бассейне седиментации.

Ливенский горизонт. Элементы-индикаторы возраста: ванадий и хром. K_r равен 0,75 (сглаженная модификация упорядоченного типа распределения), следовательно, значительную роль играют химические процессы выветривания. Геохимически менее подвижны хром, кобальт, свинец; все остальные более подвижны. Небольшие количества Ga и Ti , фациальный профиль Mn , характер отложений — все это говорит о лагунных условиях седиментации. Процесс осадконакопления сопровождался интенсивной вулканической деятельностью. Климат в ливенское время (A -образный геохимический профиль) был аридным, условия среды восстановительные (отношение окисного и закисного железа равно 1,57), соленость воды повышенная.

Задонско-елецкие отложения. Элементами-индикаторами возраста являются марганец, барий, цирконий, стронций, галлий. Коэффициент распределения элементов (K_r) равен 0,64 (сглаженная модификация упорядоченного типа распределения), что говорит о некотором понижении активности химического выветривания в областях сноса по сравнению с евлановскими и ливенскими отложениями, хотя оно и продолжало играть ведущую роль. Более подвижны геохимически никель, ванадий, марганец, свинец, титан, медь, бериллий. К малоподвижным относятся цирконий и барий. Видимо, на территории Припятской впадины в задонское время режим солеродной лагуны сменился постепенно условиями открытого морского бассейна со сравнительно нормальной соленостью воды. Судя по распределению кластогенных элементов по латерали (наблюдается увеличение содержаний титана, циркония, бария и других элементов только в южных частях впадины), береговая линия бассейна на севере, востоке и западе проходила дальше современных линий распространения отложений. Климат в задонско-елецкое время, исходя из геохимических профилей органического углерода и марганца, следует отнести к гумидному.

Данково-лебединские отложения. Элементами-индикаторами несолевых отложений являются медь, свинец, элементы группы железа, K_r составляет 0,36 (переходный

подтип пестрого типа распределения элементов). Усиливается в денудационных ландшафтах роль физического разрушения пород. Максимумы большинства элементов сдвигаются в сторону более грубозернистых осадков. Геохимически более подвижны никель, ванадий, галлий, бериллий; остальные элементы относительно малоподвижны (марганец, титан, барий, медь, свинец, цирконий). Окраска пород в большинстве серая, зеленовато-серая, темно-серая, но нередко в отдельных частях разрезов пестро- и красноцветная. В данково-лебебянское время происходила смена условий осадконакопления солеродного бассейна, лагуны, морского бассейна с повышенной и нормальной соленостью. Береговая линия проходила, видимо, недалеко от границ современного распространения отложений.

Глава У

АНОМАЛЬНОЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ

Основные типы рудопоявлений в пределах Русской плиты

В пределах Русской плиты Восточно-Европейской платформы фундамент сложен сильно дислоцированными метаморфическими и магматическими породами докембрийского возраста и перекрыт чехлом палеозойских, мезозойских и кайнозойских осадочных пород различной мощности и литологического состава. Формирование чехла сопровождалось на всем протяжении геологической истории многократным изменением геохимических, палеогеографических, тектонических и других условий литогенеза — пороодо- и рудообразования. В различные периоды геологического времени комплекс условий приводил к образованию осадочных формаций с индивидуальной геохимической специализацией и характерными группами полезных ископаемых. Естественно, что последние объединены общностью или близостью условий их формирования (Захаров и др., 1975).

В осадочном чехле Русской плиты преобладают месторождения экзогенного типа — осадочные или выветривания. Так, здесь широко распространены в отложениях девона, карбона, триаса, юры, мела и более молодых месторождения осадочных железных руд, хотя они в своем большинстве промышленного интереса не представляют (Захаров, 1974). К осадочному чехлу Русской плиты приурочен один из крупнейших в мире Никопольский марганцеворудный бассейн (месторождения Никопольское, Больше-Токмакское и др.), где накопление марганца приурочено к прибрежной области среднеолигоценового морского бассейна.

В пределах Русской плиты широко распространены ильменит-рутиловые россыпи, приуроченные к отложениям различного возраста.

Известна медная минерализация в Западном Приуралье (верхняя пермь), Донбассе (нижняя пермь), Приднестровье (нижний девон). Имеются данные (Захаров и др., 1975) о нахождении медистых песчаников девонского возраста в Смоленской области. В пределах Русской плиты всего зафиксировано более 800 рудопроявлений меди осадочного генезиса.

В центральных частях Русской плиты, а также в Северо-Онежском и Тихвинском районах, в пределах Курско-Воронежской антеклизы, в Припятской впадине, на южной окраине Московской синеклизы, на южном склоне Украинского щита, в Южном Тимане и других зафиксированы рудопроявления бокситов в отложениях различного возраста (турне и визе карбона, мел, палеоген-неоген).

На Русской плите известен в осадочном чехле и ряд эндогенных рудопроявлений. Давно описаны месторождения руд ртути в песчаниках среднего карбона (Никитовка в Донбассе), свинцово-цинковой и золотой минерализации в сланцах нижнего карбона (Нагольный Кряж). Количество рудопроявлений в последнее время резко возросло. Зафиксировано около 300 участков полиметаллического оруденения в осадочных породах ордовика, силура и среднего девона Эстонии и прилежащих районов Ленинградской и Новгородской областей (Утехин, 1971; Судов, 1973 и др.). Выявлена свинцово-цинковая минерализация в карбонатных породах карбона Воронежской, Брянской, Курской, Московской и других областей, полиметаллическая в тех же отложениях на юго-западе Донбасса, медная — в песчаниках и доломитах девона Московской синеклизы (Захаров, Крестин, 1973).

Большинство рудопроявлений в осадочном чехле Русской плиты является эпигенетическим (Захаров и др., 1975) и часто приурочено к зонам долгоживущих региональных разломов. Большинство исследователей отмечает древнее заложение последних и многократное возобновление подвижек по разломам на протяжении длительной геологической истории начиная с протерозоя. Очевидно, что к одним и тем же зонам разломов могут быть приурочены месторождения рудных полезных ископаемых как в фундаменте, так и в осадочном чехле.

В Белоруссии с осадочным чехлом связаны месторождения главным образом неметаллических полезных ископаемых. Это месторождения нефти в девонских отложениях Припятской впадины, бурый уголь карбона, средней юры и палеоген-неогена, горючие сланцы, каменная и калийная соли верхнего девона, кварцевые стекольные пески, различные строительные материалы антропогена и палеоген-неогена.

Только совсем недавно выявлены рудопроявления и аномалии фосфата, алюминия, ванадия, меди, свинца, ртути, бора, титана, циркония, вольфрама и других элементов (Бордон, 1968, 1970, 1974; Макаров, Бордон, 1970; Матрунчик, Бордон, 1970; Зингерман, 1970; Дмитриев, 1970; Заржицкий, Бордон, 1970 и др.).

Между тем, рядом геологосъемочных, поисковых и научно-исследовательских работ буквально в последние годы открыты месторождения и перспективные рудопроявления металлических полезных ископаемых в кристаллическом фундаменте Белоруссии, связанные, как правило, с зонами глубинных разломов и тектоно-магматической активизации.

Так, А.С.Махнач и др. (1974), А.И.Стасевич и др. (1971) приводят описание железистых кварцитов Белоруссии, П.З.Хомич и др. (1971), В.Е.Островский (1972), Д.А.Доминиковская и М.К.Кошевенко (1972) описывают минеральный состав и генезис ильменит-магнетитовых вкрапленных и сплошных руд Новоселковского месторождения в сводовой части Белорусской антеклизы. Руды кроме минералов основных элементов содержат пирит, пирротин, халькопирит, гематит, лейкоксен, сфалерит, пентландит. В.Ф.Красовский (1973) считает фундамент Белорусской антеклизы потенциально никеленосным.

И.П.Бордон (1970), А.Б.Черняховский и др. (1971) дают информацию о бериллиевом оруденении одной из зон глубинного разлома. Оруденение приурочено к метасоматическим образованиям по гранитоидным диабазам. В наиболее крупной дайке диабазов оно локализовано в нескольких тектонически ослабленных зонах, осевые части которых сложены альбит-слодистыми и эпидот-кварц-амфибол-альбитовыми метасоматитами с лейкофаном, бертрандитом, гентгельвином, гадолинитом, фенокитом, касситеритом, флюоритом. К.Д.Субботин (1970) выделяет несколько типов редкометальной минерализации, связанной с зонами активизации кристаллического фундамента, обрамляющими Русскую плиту; среди них — гентгельвиновую минерализацию в Днепровско-Донецко-Припятском авлакогене, а ниже гентгельвиновую и лейкофановую в альбитизированных диабазах и фенакит-бертрандитовую в границах одного из районов Белоруссии.

В ряде работ отмечены аномалии в породах кристаллического фундамента на медь, вольфрам, свинец, цинк и другие элементы.

В.Ф.Красовский (1973), А.С.Махнач и В.Ф.Красовский (1973) формирование рудных формаций фундамента Белоруссии связывают с его геологической историей. Они выделяют две формы

крупных тектонических структур: кольцевые типы вулканических кальдер обрушения и линейно-вытянутые, представляющие чередование узких синклинальных прогибов и антиклинальных поднятий.

Для вулканоплутонических ассоциаций первой формы структур характерна металлогеническая специализация на бериллий и олово, для спилит-диабазовой вулканогенной и габбро-диабазовой интрузивной формаций линейных структур — специализация на титан и железо, для кератофировой формации — на молибден, медь, свинец, для вулканитов кварц-порфировой и андезит-дацитовых формаций — на молибден, цинк, медь, свинец.

В.Ф.Красовский и К.И.Лукашев (1970) выделяют на территории Белоруссии шесть основных эпох рудообразования.

Обилие рудопроявлений различных рудных элементов в кристаллических породах фундамента Белоруссии и других районов Русской плиты и их связь с глубинными разломами и зонами активизации позволяют предполагать унаследованность рудной минерализации и приуроченность аномалий как фундамента, так и осадочного чехла к определенным регионам и территориям. В связи с этим при прогнозной оценке металлоносности осадочного чехла Белоруссии, в том числе Припятской впадины, особый интерес представляет выяснение возрастных и генетических взаимосвязей между различными рудопроявлениями.

Возможная приуроченность рудопроявлений в осадочных породах и фундаменте к одним и тем же зонам в пределах Белоруссии может быть одним из главных отправных пунктов при региональной прогнозной оценке металлоносности как осадочного чехла республики в целом, так и остальных его частей, в том числе девонских отложений. Действительно, это подтверждается геохимической специализацией приразломных зон (Бордон и др., 1974), приуроченностью ряда аномальных содержаний элементов (меди, титана, свинца и других) и сульфидной минерализации (пирит, халькопирит, пентландит, галенит и др.) к территориям, контролируемым глубинными разломами в пределах Белорусского кристаллического массива, Припятской впадины и других тектонических структур республики.

Второй теоретической предпосылкой при оценке металлоносности может явиться установленная автором основная закономерность соотношения рассеянной (кларковой) и рудной концентрации различных элементов в пределах осадочного чехла республики. Она выявлена статистически и выражается в приуроченности максимального числа положительных аномалий раз-

личных химических элементов (меди, титана, циркония и других) к определенным интервалам их фоновых содержаний. Конкретные пределы фоновых (кларковых) концентраций, с которыми связаны рудопроявления и аномалии, не зависят практически от возраста пород, но строго подчиняются литологическому контролю.

Кроме того, возможно использование метода прогнозной оценки, основанного на сравнительно-геохимическом анализе территорий в пределах крупных тектонических структур и выявлении их геохимических особенностей и специализации. Есть предпосылки к установлению изменений в соотношении рассеянной и рудной минерализации и увеличению возраста рудопроявлений и месторождений с востока на запад в пределах крупного линейного элемента земной коры: Брестская впадина, Днепровско-Донецко-Припятский авлакоген, Донбасс и др. Рядом исследователей установлено в пределах линейного элемента омоложение вулканизма в направлении с запада на восток (Корзун, 1974 и др.).

Эффективным методом прогноза рудных элементов в пределах осадочного чехла Белоруссии может оказаться метод расчета баланса элементов в областях сноса и бассейнах осадконакопления. Апробированный в районах Средней Азии (Попов, 1964 и др.), он дал положительные результаты.

Одним из основных моментов при оценке перспектив осадочного чехла Белоруссии на металлические полезные ископаемые может явиться анализ его вертикальной и латеральной геохимической зональности, а также макроцикличность разреза осадочной оболочки в пределах республики.

Например, изучение латеральной геохимической зональности девонских отложений Припятской впадины и исследование изменений этой зональности в ходе геологического времени позволили автору показать наличие тенденции к накоплению ряда элементов в надсолевых девонских и каменноугольных отложениях впадины. Именно к ним приурочены проявления меди (до 0,1—0,2% и выше), впервые описанные и показанные на картах В.Е.Бордоном, Н.Н.Смирновой и Е.И.Богдановой (1968), а затем подтвержденные работами В.В.Григоровича и Л.И. Окушко (1975).

В статье, посвященной проблемам поиска рудных месторождений в Белоруссии, Н.А.Корнилов (1975) напоминает, что основным при прогнозной оценке слабо изученных территорий сейчас считается метод геологических аналогий. Видимо, при прогнозной оценке металлоносности осадочного чехла Белоруссии и отдельных ее частей на различные полезные ископаемые необ-

ходимо учитывать особенности всех известных в пределах Русской плиты формаций, связанных с осадочными образованиями. Е.Е.Захаров, Е.М.Крестин и др. (Захаров, Крестин, 1973; Захаров и др., 1975) на базе анализа рудопоявлений в центральных частях Русской плиты наметили в породах осадочного чехла следующие возможные рудные формации:

1. Галенито-сфалерито-колчеданная в карбонатных породах палеозоя (телетермальский тип).

2. Киноварная в песчаниках и карбонатных породах палеозоя.

3. Халькопирито-борнитовая в песчаниках и карбонатных породах палеозоя.

4. Галенито-сфалерито-кварц-карбонатная и золото-кварцевая в сланцах нижнего карбона.

Г.Ф.Заржицкий и В.Е.Бордон (1970) выделяют для Белоруссии

5. Рудную формацию медистых песчаников пермо-триаса.

И.М.Беспалов (1971) выделяет в пределах Украины

6. Самородно-медную формацию базальтов берестовецкого горизонта Волыни.

С.В.Нечаев (1972, 1971), В.А.Великанов и С.В.Нечаев (1971) выделяют три формации, сменяющие друг друга по мере удаления от Украинского щита:

7. Флюорито-свинцово-цинковая (с фосфором, медью, марганцем и барием) в позднепротерозойской алломосиликатной части разреза.

8. Цинково-свинцовая (с барием) в кембрийско-силурийских карбонатных отложениях.

9. Медная (со свинцом) в кремнеземистых отложениях нижнего девона.

Б.А.Судов (1973) выделяет в Эстонии (на различных литолого-стратиграфических уровнях) оруденения, представленные:

10. Пластовыми прожитково-вкрапленными галенит-сфалеритовыми медьсодержащими рудами.

11. Сульфидными и сульфидно-карбонатными рудами.

Минеральный состав этих руд, по Б.А.Судову (1973): пирит, марказит, галенит, сфалерит, реже халькопирит, арсенопирит и др.

Х.Венервирта и П.Рахунковски (Wennervirta, Rauhunkovski, 1970) выделяют для территории Финляндии:

12. Цинковое метасоматическое оруденение, приуроченное к доломитам.

А.Г.Дворников (1972) сообщает о новом типе ртутно-го оруденения в Центральном Донбассе:

13. Ртутоносность угольных пластов.

Здесь киноварь приурочена к трещинкам в угольном пласте в породных прослойках и во вмещающих породах.

Анализ накопленного фактического материала по геологии, геохимии и металлоносности осадочного чехла Белоруссии и сопоставление его с рудоносными формациями других регионов позволят в ближайшее время дать прогнозную оценку перспектив осадочных пород республики на рудные полезные ископаемые, показать возможности выявления известных типов рудопроявлений и выявить новые рудные ассоциации элементов и формации.

Эта задача не является целью настоящей работы, и автор затронул вопросы прогнозирования рудных полезных ископаемых в осадочном чехле республики в постановочном порядке.

Н.А.Корнилов (1975) наметил ряд теоретических, прикладных и организационных вопросов, решение которых позволит ускорить решение общей для всех геологов республики задачи прогноза. В настоящей главе автором приведены материалы по аномальным концентрациям элементов в девонских отложениях Припятской впадины и сообщены некоторые результаты теоретических исследований, касающихся прогнозирования рудной минерализации.

Оценка металлоносности девонских отложений Припятской впадины

Сравнением геологических условий литогенеза в пределах Припятской впадины с Днепровско-Донецкой впадиной и Донбассом в пределах крупного линейного элемента земной коры (Махнач и др., 1974) выявлен ряд общих черт как геологического строения, так и истории развития. Это позволяет по общегеологическим критериям оценивать Припятскую впадину как перспективную на ряд рудных полезных ископаемых, известных в ДДВ и Донбассе. В частности, намечаются перспективы девонских отложений на россыпи рутил-ильменит-цирконового состава, на рудную свинцово-цинковую и медную минерализацию, а также на ванадий и, по всей вероятности, ртуть (Бордон, 1970; Заржицкий, Бордон, 1970; Макаров, Бордон, 1970 и др.).

Сравнительный анализ фоновых содержаний элементов в различных литологических типах пород с рассчитанными автором параметрами аномальных полей для запада Русской плиты (в пределах Белоруссии) позволил геохимическими методами выделить в девоне Припятской впадины стратиграфические подраз-

деления с определенной металлогенической специализацией. Пределы расчетных аномальных содержаний элементов в различных типах пород среднего и верхнего девона Белоруссии показаны в табл. 14 и 15, где минимально-аномальные концентрации обозначены через НПв, аномальные при уровне значимости 5% — An_5 , при уровне значимости 2% — An_2 (количество анализов по каждому элементу — от 570 до 5600).

Специализированными стратиграфическими подразделениями являются: на медь — пярнуско-наровская серия, старооскольский и пашийско-кыновский горизонты, данково-лебедянские отложения; на барий — задонско-елецкие; на марганец, свинец, барий, рубидий и медь — данково-лебедянские отложения.

Распределение аномальных содержаний элементов, которые могут образовывать промышленные скопления в осадочных толщах (ванадия, марганца, титана, циркония, свинца, меди и других) в перечисленных стратиграфических подразделениях, требует дальнейшего глубокого и всестороннего изучения с целью выяснения наиболее общих закономерностей их рассеяния и концентрации, а также природы аномальных содержаний.

Настоящими исследованиями установлена взаимосвязь между рассеянной и рудной (аномальной) концентрациями ряда химических элементов (меди, титана, циркония и др.) в девонских отложениях Белоруссии. Аномальные содержания элементов приурочены в основном к определенным интервалам фоновых содержаний, выше и ниже которых количество аномалий резко сокращается. Эти пределы фоновых содержаний практически не зависят от возраста пород, так как прослеживаются во всех горизонтах живецкого, франского и фаменского ярусов девона республики, а также в каменноугольных и мезо-кайнозойских отложениях. Пределы фоновых содержаний элементов, к которым приурочены максимумы аномальных концентраций, подчинены литологическим особенностям пород. Так, количество проб с аномальным содержанием титана в песчано-алевритовых породах разного возраста постепенно возрастает с увеличением фонового содержания элемента от 0,001 до 0,075%; затем в интервале 0,075—0,9% этот рост прекращается, большинство аномалий (55—75% от общего числа) приурочено именно к этому интервалу фоновых содержаний. При дальнейшем росте кларковых концентраций количество аномальных проб начинает снижаться. Аномальная область титана в песчано-алевритовых отложениях лежит в зоне предельных фоновых содержаний 0,075—0,9%, циркония — в зоне 0,04—0,15%, меди — 0,00015—0,0015% для песчано-алевритовых и 0,0015—0,009% для глинистых и кар-

Пределы аномальных содержаний химических элементов в среднедевонских отложениях Белоруссии

Химический элемент	Пески, песчаники, алевроиты			Глины, глинистые сланцы			Известняки, доломиты		
	НПв	Ан ₅	Ан ₂	НПв	Ан ₅	Ан ₂	НПв	Ан ₅	Ан ₂
Li	0,003	0,006	0,009	0,01	0,02	0,026	0,009	0,02	0,03
Be				0,0002	0,0005	0,0007			
Ti	0,95	1,2	1,4	0,9	1,4	1,8	0,99	2,37	3,47
V	0,026	0,06	0,09	0,036	0,072	0,1	0,025	0,063	0,093
Cr	0,004	0,008	0,01	0,011	0,026	0,038	0,003	0,007	0,009
Mn	0,06	0,2	0,3	0,11	0,23	0,33	0,2	0,36	0,37
Ni	0,004	0,008	0,012	0,01	0,02	0,04	0,008	0,02	0,03
Cu	0,02	0,06	0,08	0,013	0,03	0,04	0,006	0,015	0,02
Ga	0,001	0,003	0,005	0,004	0,007	0,01	0,002	0,006	0,008
Rb	0,008	0,02	0,03	0,021	0,04	0,06	0,032	0,067	0,095
Sr	0,009	0,012	0,01	0,04	0,1	0,15	0,02	0,03	0,04
Y	0,01	0,015	0,02	0,013	0,034	0,05	0,007	0,02	0,03
Zr	0,21	0,36	0,43	0,13	0,26	0,38	0,04	0,08	0,1
Cs							0,0008	0,002	0,003
Ba	0,13	0,24	0,32	0,16	0,4	0,6	0,1	0,25	0,36
Yb	0,0003	0,0007	0,0009	0,0003	0,0007	0,009			
Pb	0,004	0,009	0,013	0,013	0,03	0,05			

Т а б л и ц а 15

Пределы аномальных содержаний химических элементов в верхнедевонских отложениях
Белоруссии

Химический элемент	Пески, песчаники, алевриты			Глины, глинистые сланцы			Известняки, доломиты		
	НПв	Ал ₅	Ал ₂	НПв	Ал ₅	Ал ₂	НПв	Ал ₅	Ал ₂
Li				0,01	0,02	0,03	0,003	0,008	0,01
Be				0,0002	0,0005	0,0007	0,0002	0,0003	0,0007
Ti	0,9	1,6	2,2	0,9	2,0	2,9	0,8	1,7	2,4
V	0,08	0,07	1,04	0,03	0,05	0,08	0,02	0,04	0,06
Cr	0,005	0,01	0,02						
Mn	0,3	0,5	0,8	0,12	0,2	0,3	0,2	0,3	0,4
Ni	0,014	0,034	0,05	0,004	0,009	0,01	0,002	0,005	0,007
Cu	0,03	0,07	0,1	0,01	0,03	0,04	0,005	0,01	0,015
Ga	0,003	0,008	0,01	0,004	0,009	0,01	0,004	0,009	0,01
Rb	0,008	0,02	0,03	0,02	0,039	0,054	0,017	0,02	0,03
Sr	0,13	0,33	0,49	0,037	0,08	0,1	0,04	0,09	0,1
Y	0,01	0,03	0,04				0,01	0,02	0,03
Zr	0,3	0,6	0,8	0,15	0,28	0,38	0,12	0,28	0,4
Ba	1,2	2,82	4,0	0,02	0,34	0,48	0,13	0,3	0,4
Yb	0,0002	0,0005	0,0007	0,0003	0,0007	0,001	0,0004	0,0008	0,001
Pb	0,036	0,09	0,1	0,004	0,009	0,013			

бонатных пород (рис.22—24). Содержания тех или иных отложений меди более 0,0045% в песчано-алевритовых породах и более 0,027% в глинистых и карбонатных; титана свыше 2,7% и циркония — свыше 0,45% в песчаных породах позволяют относить их к провинциям, геохимически специализированным на эти элементы.

Установленная зависимость позволяет использовать кларковую характеристику нормального геохимического поля при прогнозной оценке территорий на те или иные виды рудного минерального сырья.

Применив сформулированный принцип для прогнозной оценки металлоносности девонских отложений Припятской впадины, можно говорить, что данково-лебединский горизонт Припятской впадины представляет собой геохимически специализированную провинцию на медь, возможно, связанную с песчано-алевритовыми породами. Отложения саргаевского, семи-лукского, воронежского, ливенского горизонтов, видимо, мало перспективны на медистые песчаники. Перспективны на медь глинистые породы пярнуско-наровской серии.

Применив сформулированный принцип для прогнозной оценки металлоносности девонских отложений Припятской впадины, можно говорить, что данково-лебединский горизонт Припятской впадины представляет собой геохимически специализированную провинцию на медь, возможно, связанную с песчано-алевритовыми породами. Отложения саргаевского, семи-лукского, воронежского, ливенского горизонтов, видимо, мало перспективны на медистые песчаники. Перспективны на медь глинистые породы пярнуско-наровской серии.

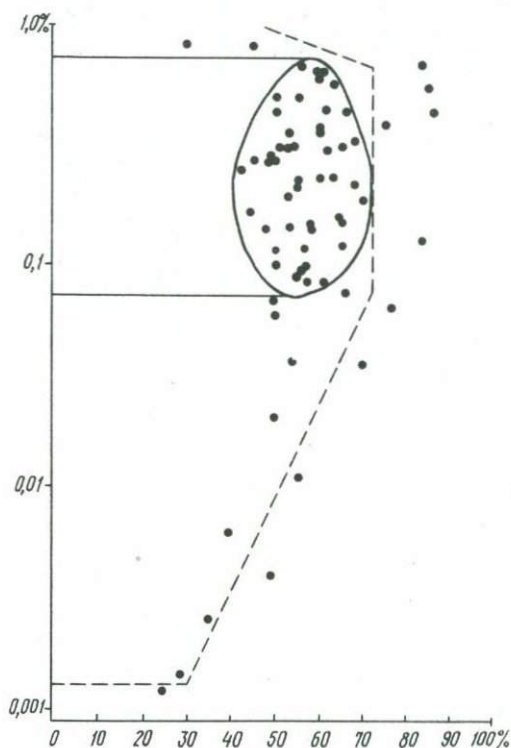


Рис.22. Соотношение фоновых и аномальных концентраций титана в песчано-алевритовых породах

Предложенная методика требует, несомненно, дальнейшей теоретической разработки и дифференциации интервалов кларковых содержаний в зависимости от условий и особенностей лито- и рудогенеза.

Во всяком случае, предварительная оценка перспектив осадочной толщи девона Припятской впадины на рудные элементы подтверждается целым рядом зафиксированных аномалий, описанных в работах А.С.Махнача и др. (1974), В.Е.Бордона (1970)

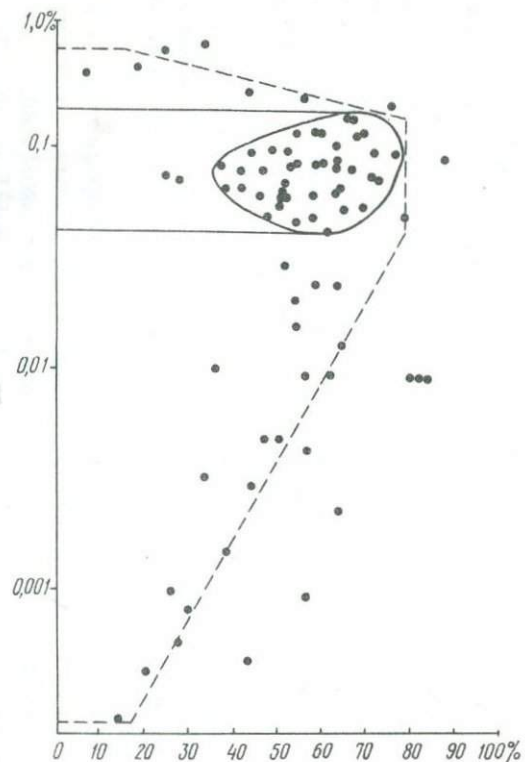


Рис.23. Соотношение фоновых и аномальных концентраций циркония в песчано-алевритовых породах

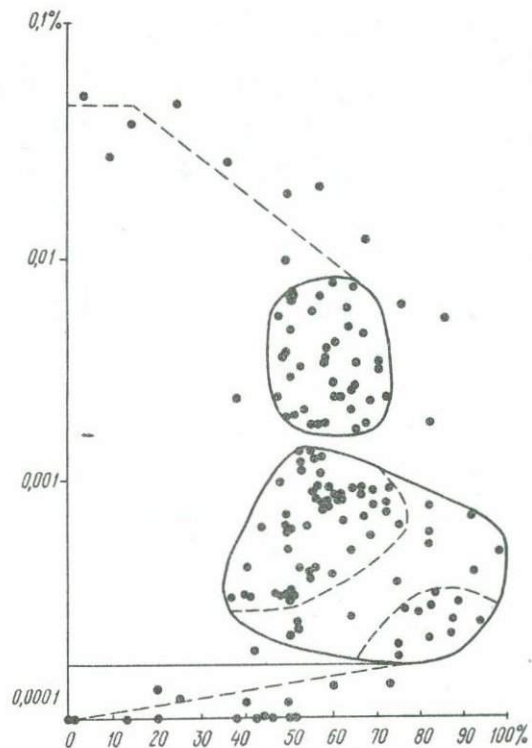


Рис.24. Соотношение фоновых и аномальных концентраций меди в песчано-алевритовых (нижняя зона) и глинисто-карбонатных породах

и многих других исследователей. Кроме того, настоящими работами в данково-лебедевских отложениях фаменского яруса Припятской впадины выделено 6 аномальных участков на ванадий, содержание которого в глинистых породах на отдельных интервалах достигает 0,07—0,3%, 4 участка на медь с содержанием элемента до 0,1—0,2%.

Кроме того, в единичных скважинах в пярнуско-наровских отложениях Октябрьско-Малиновской площади Припятской впадины отмечены аномальные содержания меди в глинах — до 0,1% (в трех скважинах). В отложениях фаменского яруса впадины зафиксированы аномалии ванадия в районе Житковичей (глины, 4 скважины, до 0,1%), на Октябрьской площади (глина, 5 скважин, 0,3%), в Мозырском районе (глина, 22 скважины, от 0,1 до 1%), южнее г.Речицы (глина, 3 скважины, до 0,1%). Исследованиями установлены случаи концентрации меди от 0,1 до 0,7% в песчаниках данково-лебедевского горизонта юго-западнее г.п.Наровля, севернее г.Мозыря, в районе г.п.Житковичей. Зафиксированы аномальные содержания порядка 0,001—0,005% свинца в различных породах живецкого и фаменского ярусов. Встречены аномальные содержания вольфрама и других элементов.

Природа повышенных концентраций титана, марганца, ванадия, меди, циркония и других изученных элементов до конца не выяснена из-за небольшого количества скважин, пробуренных в пределах выделенных участков. Автором относятся геохимические аномалии в девонских отложениях Припятской впадины к прямым поисковым признакам месторождений этих элементов.

В заключение настоящего раздела следует сказать, что в ряде случаев установлена минеральная форма элементов, дающих аномалии. Ими являются для титана рутил, ильменит, сфен; для циркония циркон; для меди меденосный пирит, пирротин, пентландит; для свинца галенит.

Несомненно, дальнейшее изучение Припятской впадины как геохимически специализированной провинции, существовавшей в девонское и более позднее время, с точки зрения научного обоснования прогноза различных литологических типов пород на рудное сырье позволит выделить ряд конкретных площадей для рекомендации постановки в их пределах поисковых и геологоразведочных работ.

Возмущения нормального геохимического поля как поисковый критерий на нефть и газ

Как известно, геохимические методы поисков нефти и газа относятся к категории прямых. Они позволяют на основе изучения неглубоко залегающих отложений фиксировать участки с аномальным содержанием ряда геохимических показателей, генетически связанных с нефтью и газом, приуроченных к значительно более глубоким горизонтам.

В настоящее время геохимические методы поисков нефти и газа применяются во всем мире, но в подавляющем большинстве случаев они базируются на исследованиях миграции газообразных и жидких углеводородов, изучении бактерий, окисляющих метан, пропан и другие углеводороды, рассеянных радиоактивных элементов, стабильных изотопов, органического вещества. Исследования закономерностей распределения других элементов в связи с прогнозированием нефтегазоносности территорий уделяется недостаточное внимание.

Автор на протяжении многих лет занимался изучением параметров нормальных и аномальных геохимических полей различных отложений нефтеносных и ненефтеносных районов Белоруссии. Опыт работ показал, что в ряде случаев геохимические аномалии таких элементов, как марганец, ванадий, свинец, медь и другие, пространственно и генетически связаны с залежами углеводородов и, следовательно, могут рассматриваться как прямые поисковые признаки нефти и газа.

Видимо, месторождение углеводородов нужно вслед за В.С. Антоненко и др. (1974) рассматривать в качестве источника локальных возмущений нормального геохимического поля отложений, перекрывающих залежь и примыкающих к ней.

Рассмотрим конкретно, в чем проявляются возмущения нормального геохимического поля (НГП) над нефтеносными структурами Припятской впадины.

Нашими исследованиями установлено, что к ряду месторождений нефти и газа (Речицкое, Осташковичское, Вишанское) приурочены аномально-высокие концентрации группы элементов (ванадия, меди, кобальта, марганца и других) в отложениях франского и фаменского ярусов девона, карбона, перми и даже мезо-кайнозоя. Содержания элементов на аномалиях превышают фон в 4—10 раз. Кроме того, в задонско-елецких, данково-лебединских и каменноугольных отложениях в зоне месторождений отмечены многочисленные проявления рассеянной сульфидной минерализации (пирит, халькопирит, галенит).

Установлена также (Бордон, 1970; Бордон и др., 1974) функциональная зависимость между содержаниями органического углерода в девонских отложениях Припятской впадины и концентрациями элементов группы железа — прямая пропорция для пярнуско-саргаевских и обратная — для вышележащих горизонтов франского и фаменского ярусов Припятской впадины.

Исследования П.П.Атрощенко (1975) показали наличие над месторождениями нефти в Припятской впадине (над Речицким, например) локальных геотермических аномалий.

Нами установлено наличие вертикальной и латеральной геохимической зональности осадочной толщи Белоруссии (Бордон, 1975б).

По всей вероятности, механизм возмущения нормального геохимического поля над нефтегазовыми месторождениями можно представить себе следующим образом. "Переносчиком" возмущения от залежи в перекрывающие отложения являются мигрирующие в этом направлении углеводороды (здесь не рассматриваются поля концентрации и аномалии органического вещества). По мере миграции углеводородов на границах фаз (газ—порода, газ—вода, вода—порода) протекают такие физико-химические процессы, как адсорбция, капиллярная сорбция, физическая сорбция и др. (Козловцева, 1970; Кузнецов, 1968). Эти процессы экзотермичны (Кузнецов, 1968), что подтверждается наличием геотермических аномалий.

Адсорбция одних компонентов сопровождается выносом из адсорбента эквивалентного количества других (Кузнецов, 1968), что способствует образованию аномалий различных химических элементов. Ионным обменом можно объяснить и функциональную зависимость между органическим углеродом и элементами группы железа.

Процессы химической сорбции углеводородов могут привести к возникновению минеральных новообразований. В присутствии сульфатной серы эти процессы будут идти с образованием сульфидов и сульфидной рассеянной минерализацией (Антоненко и др., 1974).

И, наконец, вертикальная миграция углеводородов способствует изменению геохимической обстановки (в сторону более восстановительной) в перекрывающих нефтяное месторождение отложениях, что неизбежно ведет к перераспределению микроэлементов и к формированию их специфической вторичной ассоциации.

Дальнейшее изучение возмущений НПП и аномальных геохимических полей осадочного чехла может привести к установлению новых надежных критериев нефтегазоносности территорий, причем вполне вероятно, не менее богатых информацией, чем существующие.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение особенностей нормального и аномального геохимических полей девонских отложений Припятской впадины позволило установить общие закономерности распределения химических элементов в ходе терригенного, карбонатного, галогенного и вулканогенного осадконакопления, выявить зависимость рассеяния и концентрации ряда элементов от геологического строения и истории региона, в частности от объемов и фациальных условий седиментогенеза, тектоники, литологии пород и т.д.

В работе сформулированы основные принципы, положенные в основу при выделении латеральных и вертикальных геохимических зон, а именно: степень накопления различных групп элементов (кластогенных, хемогенных и др.) и их связь с историей геологического развития территории. Этот принцип позволил выделить Припятскую впадину в качестве специализированной геохимической провинции, начиная уже с пярнуско-наровского времени и до конца фамена.

Установленная связь между аномальными содержаниями элементов, геотермической характеристикой впадины, нефтегазоносностью и зафиксированными рудопроявлениями позволила, с одной стороны, рассматривать аномалии рудных химических элементов и их спутников в качестве индикаторов оруденения, т.е. использовать их как прямые поисковые признаки на россыпные или стратиформные месторождения, с другой стороны — предложить рассматривать возмущения нормального геохимического поля — аномалии — в качестве индикатора скопления углеводородов.

Связь между количеством аномалий и пределами кларковых концентраций ряда элементов (меди, титана, циркония) требует дальнейшей теоретической разработки.

Исследования показали большую разрешающую способность геохимических методов при решении комплекса геологических задач (разумеется, совместно с другими методами изучения) — палеоландшафтного районирования, прогнозной оценки территории на различные виды минерального сырья, реконструкций условий осадконакопления, расчленения и корреляции разрезов и т.д.

Л и т е р а т у р а

- Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Синичка А.М. Сарматско-Туранский линеймент земной коры. В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники, М., 1971.
- Анточенко В.С. и др. О комплексном использовании поисковых критериев при решении задач нефтегазопромысловых геохимии. Изв. вузов, №10, 1974.
- Атрошенко П.П. Геотермические условия северной части Припятской впадины. Минск, 1975.
- Бескопыльчий В.Н. Геотермическая зональность и размещение нефтяных месторождений в Припятском бассейне. Геология нефти и газа, №12, 1973.
- Бескопыльный В.Н. О нефтеобразовании в межселевых отложениях Припятского бассейна. Геология нефти и газа, №8, 1975.
- Беспалов И.М. К вопросу о минералого-генетической классификации медных рудопроявлений Украины. В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений, вып.4, М., 1971.
- Богомолов Г.В., Цыбуля Л.А., Атрошенко П.П. Геотермическая зональность территории БССР. Минск, 1972.
- Бордон В.Е. О распределении марганца в среднедевонских отложениях Белоруссии. В кн.: Материалы П научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, 1968.
- Бордон В.Е. Геохимия микроэлементов группы железа в живецких и франских отложениях Белоруссии. Автореферат канд. дис. Минск, 1970.
- Бордон В.Е. Кларки микроэлементов мезо- и кайнозойских отложений Белоруссии. ДАН БССР, т.17, №6, 1973.
- Бордон В.Е. Нормальное геохимическое поле и основные черты металлогенетической специализации верхнепротерозойских отложений Белоруссии. В кн.: Вопросы геологии Белоруссии. Минск, 1974а.
- Бордон В.Е. О методике обработки результатов анализов при составлении геохимических карт. В кн.: Методы геохимических анализов пород и природных вод. Минск, 1974 б.
- Бордон В.Е. Возмущения нормального геохимического поля как поисковый критерий нефтегазоносности (на примере Припятской впадины). В кн.: Микроэлементы и прогнозирование нефтегазоносности, Минск, 1975 а.
- Бордон В.Е. Латеральная геохимическая зональность девонских отложений Белоруссии. В кн.: Микроэлементы и прогнозирование нефтегазоносности. Минск, 1975 б.
- Бордон В.Е. Минералого-геохимические особенности каменноугольных отложений запада Русской плиты (в пределах Белоруссии) и их прикладное значение. В кн.: Тезисы докладов УШ Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. М., 1975 в.
- Бордон В.Е. Сравнительный геохимический анализ возможных областей питания на позднепротерозойском этапе осадконакопления. В кн.: Литология, геохимия и перспективы на полезные ископаемые глубинных зон Белоруссии. Минск, 1975 г.
- Бордон В.Е., Заржицкий Г.Ф., Матрунич Л.И. Геохимическая специализация приазовных зон (на примере Старобинского месторождения калийных солей). Изв. АН БССР, серия хим. наук, №4, 1974.
- Бордон В.Е., Ольховик Е.Т. Геохимия мезозойских отложений Белоруссии. Минск, 1974.
- Бордон В.Е., Урьев И.И. О геохимическом различии франских и фаменских солевых отложений Припятской впадины. ДАН БССР, т.16, №4, 1972.
- Бордон В.Е., Урьев И.И., Кудельский А.В. Органическое вещество и микроэлементный состав девонских отложений Припятской впадины. В кн.: Органическое вещество в современных и ископаемых осадках. М., 1974.
- Бордон И.П. Редкометалльная минерализация в одной из метасоматических зон кристаллического фундамента юга БССР. В кн.: Твердые полезные ископаемые БССР. Минск, 1970.
- Великанов В.А., Нечаев С.В. Геологические факторы локализации флюоритового и сульфидного свинцово-цинкового оруденения в верхнепротерозойских отложениях юго-

западного склона Украинского щита. В кн.: Вещественный состав осадочных руд и вопросы их обогащения. Киев, 1971.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. "Геохимия", №7, 1962.

Вологдин А.Г. Закономерности формирования полезных ископаемых осадочных отложений. М., 1975.

Вышемирская О.П., Коробов Д.С. Микроэлементы в породах живецкого и франского ярусов Саратовского Поволжья и их роль в выявлении геохимических условий осадкообразования. "Геохимический сб. Саратовского ун-та", №2, 1965.

Гаврусевич Б.А. Основы общей геохимии. М., 1968.

Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Микуцкий С.П., Богоино В.А., Окушко В.Б. Тектоническое положение Припятского прогиба и проблема его структурного районирования. В кн.: Проблемы тектоники Припятского прогиба. Минск, 1974.

Геология СССР, т.3. Белорусская ССР. Геологическое описание, М., 1971.

Гинзбург И.И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. М., 1957.

Григорович В.В., Окушко Л.И. О геохимической специализации структурно-тектонических зон надсолевого девона Припятской впадины. В кн.: Полезные ископаемые Белоруссии. Минск, 1975.

Дворников А.Г. Новый тип ртутного оруденения в центральном Донбассе. ДАН СССР, т.206, №1, 1972.

Дмитриев Ф.Л. Бокситоносность территории БССР. В кн.: Твердые полезные ископаемые БССР. Минск, 1970.

Доминиковская Д.А., Кошевенко М.К. О минеральном составе и генезисе новоселковских ильменит-магнетитовых руд. ДАН БССР, №9, 1972.

Егорова Л.Н., Пистрак Р.М. Алатырские отложения в Припятской и Днепровско-Донецкой впадинах. ДАН СССР, т.213, №4, 1973.

Заржицкий Г.Ф., Бордон В.Е. Перспективы пестроцветных пермотриасовых отложений юга Припятской впадины на медь. В кн.: Твердые полезные ископаемые БССР. Минск, 1970.

Захаров Е.Е. Минеральные ресурсы Русской равнины и перспективы их использования. В кн.: Природные ресурсы Русской равнины и перспективы их использования. М., 1974.

Захаров Е.Е. и др. Карбонатные породы докембрия центральных районов Русской платформы и перспективы нахождения в них промышленного оруденения. Изв. вузов, Геология и разведка, №12, 1971.

Захаров Е.Е., Константинов Р.М., Макеева И.Т. Рудные месторождения, т.5. М., ВИНТИ, 1975.

Захаров Е.Е., Крестин Е.М. Типы эндогенного оруденения и некоторые закономерности их размещения в кристаллическом фундаменте и чехле центральных районов Европейской части СССР. Изв. вузов, Геология и разведка, №12, 1972.

Захаров Е.Е., Крестин Е.М. Вопросы металлогении фундамента и чехла центральных районов Русской платформы. Бюл. МОИП, отд. геол., №3, 1973.

Зингерман А.Я. Меденосность туфогенных образований берестовецкого горизонта вольнской серии на юге БССР. В кн.: Твердые полезные ископаемые БССР. Минск, 1970.

Катченков С.М. Корреляция нижнепермских отложений по химическим элементам, определяемым методом спектрального анализа. ДАН СССР, т.149, №6, 1952.

Катченков С.М. Спектральный анализ горных пород. Л., 1957.

Козловцева З.Н. О сорбции воды и метана породами-коллекторами нефти и газа. "Геология нефти и газа", №7, 1970.

Конищев В.С. Соляная тектоника Припятского прогиба. Минск, 1975.

Корзун В.П. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. Автореферат канд. дис. Минск, 1974.

Корчилов Н.А. Проблема поисков рудных месторождений в Белоруссии. В кн.: Полезные ископаемые Белоруссии, Минск, 1975.

Красовский В.Ф. Рудные формации кристаллического фундамента Белоруссии. ДАН БССР, т.17, №6, 1973.

Красовский В.Ф., Лукашев К.И. Эпохи минерализации в геологических формациях территории Белоруссии. ДАН БССР, т.14, №6, 1970.

Кудельский А.В., Лукашев К.И. Образование и миграция нефти. Минск, 1974.

Кузнецов В.А. Геохимия аллювиального литогенеза. Минск, 1975.

Кузнецов В.В. Физическая и коллоидная химия. М., 1968.

Курочка В.П. Строение верхней соленосной толщи Припятской впадины. В кн.: Гео-

логическое строение и перспективы нефтегазоносности БССР. Мичск, 1966.

Лапуть В.А. Геохимическая характеристика палеозойских отложений Припятской впадины. М., 1970.

Лапуть В.А., Гармашева Л.Ф. Содержание серы в нефтях и битумах девонских отложений как отражение окислительных процессов. В кн.: Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности Припятской впадины Белорусской ССР. М., 1966.

Лукашев В.К. Геохимические индикаторы процессов гипергенеза и осадкообразования. Минск, 1972.

Лукашев В.К., Кузнецов В.А., Матрунич Л.И. Литогеохимические фации кайнозоя западной части Русской платформы. Минск, 1974.

Лукашев К.И. Очерки по геохимии гипергенеза. Минск, 1963.

Лукашев К.И., Лапуть В.А., Семячко Р.Я., Буялов Н.И. Нефть Белоруссии. Мичск, 1969.

Лушинович Ю.И., Кислик В.З., Зеленцов И.И. Геологическое строение и условия формирования галогенной формации Припятской впадины. В кн.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Мичск, 1969.

Макаров В.Г., Бордон В.Е. Перспективы осадочных отложений БССР на металлические полезные ископаемые. В кн.: Твердые полезные ископаемые БССР. Минск, 1970.

Матрунич Л.И., Бордон В.Е. К вопросу о природе геохимических аномалий титана и циркония в палеогеновых отложениях Брестской впадины. В кн.: Тезисы докладов совещания "Малые элементы и их распределение в осадочных породах Прибалтики и Белоруссии". Вильнюс, 1970.

Махнач А.С., Бордон В.Е. Геохимические особенности девонских отложений Белоруссии. В кн.: Международный геохимический конгресс (тезисы докл.), т.2. М., 1971.

Махнач А.С., Бордон В.Е., Урьев И.И. Геохимия микроэлементов группы железа в жигитских и французских отложениях Белоруссии. Минск, 1974.

Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Бордон В.Е. Рифей и венд Белоруссии. Минск, 1973.

Махнач А.С., Корзун В.П., Курочка В.П., Лапуть В.А., Урьев И.И., Шевченко Т.А. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Минск, 1966.

Махнач А.С., Красовский В.Ф. Вулканизм и рудоносность докембрия Белоруссии. В кн.: Вопросы геологии Белоруссии. Мичск, 1973.

Махнач А.С., Урьев И.И., Бордон В.Е. и др. Литолого-геохимические и металлогенетические исследования глубинных зон Белоруссии. Минск, 1973.

Махнач А.С., Урьев И.И., Обморышев К.М., Анпилов А.П. Литология и нефтеносность семилуцких отложений Припятского прогиба. Мичск, 1971.

Нечаев С.В. Закономерности размещения и генезис полиметаллического оруденения в верхнепротерозойско-нижнепалеозойских формациях юго-западной окраины Украинского щита. В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд, вып. 1. Киев, 1971.

Нечаев С.В. Зональность и некоторые вопросы генезиса флюоритового и свинцово-цинкового оруденения в Подольском Приднестровье. В кн.: Геохимия и рудообразование, вып. 1. Киев, 1972.

Островский В.Е. О генезисе ильменит-магнетитовых руд Белорусского кристаллического массива. ДАН БССР, т.16, №3, 1972.

Познякевич З.Л. Расчленение разреза фаменской соленосной толщи Припятской впадины. В кн.: О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Припятской впадины. М., 1964.

Познякевич З.Л. Стратиграфия, особенности строения и история осадконакопления лярнуско-наровских отложений эйфельского яруса Припятской впадины. В кн.: Некоторые вопросы стратиграфии и палеонтологии палеозойских и мезозойских отложений Белоруссии. Минск, 1974.

Попов В.И. Некоторые теоретические предпосылки прогнозов сингенетических и эпигенетических осадочных месторождений. В кн.: Рудоносные осадочные формации и рудная зональность артезианских нефтегазоносных бассейнов Средней Азии. Л., 1964.

Пустовалов Л.В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. "Проблемы советской геологии", №1, 1933.

Рочов В.Б. Органический углерод в осадочных породах (в связи с их нефтеносностью). "Геохимия", №5, 1958.

Ронов А.Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. "Геохимия", №8, 1964.

Ронов А.Б., Ермишкина А.И. Распределение марганца в осадочных породах. "Геохимия", №3, 1959.

- Ронов А.Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. "Геохимия", №2, 1972.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры. "Геохимия", №11, 1967.
- Сафарова О.Б. К вопросу распределения малых элементов в сантонских отложениях Северного Кобыстана. Изв. АН АзербССР, серия наук о Земле, №2, 1967.
- Стасевич А.И. и др. Железистые кварциты Белоруссии. ДАН БССР, т.15, №4, 1971.
- Страхов Н.М. Методы изучения осадочных пород т.2. М., 1967.
- Страхов Н.М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах. В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., 1968.
- Страхов Н.М. Об эксгляциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках. "Литология и полезные ископаемые", №3, 1974.
- Субботин К.Д. Редкометалльная минерализация метасоматитов зон активизации кристаллического фундамента, обрамляющих Русскую платформу. В кн.: Редкие элементы, Сырье и экономика, вып.5. М., 1970.
- Судов Б.А. Свинцово-цинковые рудопоявления на территории Эстонской ССР и их перспективы. "Разведка и охрана недр", №3, 1973.
- Теодорович Г.И. Учение об осадочных породах. Л., 1958.
- Урьев И.И., Корзун В.П., Левкова Т.И. Подсолевой карбонатный комплекс востока Припятской впадины и его значение для познания геологической истории Припятско-Днепроовско-Донецкого авлакогена. В кн.: Литолого-геохимические и металлогенические исследования глубинных зон Белоруссии, Минск, 1973.
- Ферсман А.Е. Геохимические проблемы Союза, вып.1. Основные черты геохимии СССР. Избр. тр., т.2. М., 1953.
- Ферсман А.Е. Геохимия. Избр. тр., т.1. Л., 1934.
- Ферсман А.Е. Геохимия. Избр. тр., т.4. М., 1958.
- Хокс Х.Е., Уэбб Д.С. Геохимические методы поисков минеральных месторождений. М., 1964.
- Хомич П.З. и др. Прогнозная оценка ильменито-магнетитовых руд Карельской зоны магнитных аномалий. В кн.: Вопросы петрологии и рудоносности кристаллического фундамента БССР и смежных районов. Минск, 1971.
- Хотько Ж.П. Глубинное строение территории Белоруссии и Прибалтики по данным геофизики. Минск, 1974.
- Черняховский А.Б., Пасюкевич В.И., Илькевич Г.И. Новые данные о бериллиносности диабазов кристаллического фундамента Русской платформы. ДАН БССР, т.15, №7, 1971.
- Утегин Г.М. Типы рудопоявлений в отложениях чехла Русской платформы и некоторые закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1971.
- Юфа Б.Я., Гурвич Ю.М. Применение медианы и квартилей для оценки нормальных и аномальных значений геохимического поля. "Геохимия", №8, 1964.
- Яночкина З.А. Малые элементы-индикаторы условий седиментации. "Литология и полезные ископаемые", №2, 1964.
- Golaschmidt V.M. Geochemistry. Oxford, 1954.
- Rarkata K., Sahama T. Geochemistry. Chicago, 1955.
- Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Bull. Geol. Soc. of Amer., v. 72, N 2, 1961.
- Wennervirta H., Rouhunkovski P. Litho-geochemical aspects of the Vihanti zinc ore deposit, Finland. "Econ. Geol.", t. 65, N 5, 1970.
- Werner E. Geochemical Facies Analysis. Elsevier Publishing Company. Amsterdam — New York, 1970.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Глава I. ОПРЕДЕЛЕНИЕ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НОРМАЛЬНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ	5
Зависимость распределения элементов от характера осадконакопления и литологического состава отложений	8
Связь распределения элементов с фаціальными и палеогеографическими условиями осадконакопления	17
Распределение элементов и геотермические условия	19
Геохимическая специализация некоторых приразломных зон	20
Связь распределения микроэлементов с некоторыми физическими свойствами пород	26
Микроэлементный состав и органическое вещество	27
Об элементах-индикаторах возраста осадочных отложений	28
Глава II. ОСОБЕННОСТИ НОРМАЛЬНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛОРУССИИ	33
Глава III. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ	49
Глава IV. ПРИПЯТСКАЯ ВПАДИНА — СПЕЦИАЛИЗИРОВАННАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ	77
Общие закономерности распределения и кларки химических элементов	79
О распределении некоторых малоизученных элементов в девонских породах Припятской впадины	104
Краткая геохимическая характеристика девонских отложений впадины	105
Глава V. АНОМАЛЬНОЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ	111
Основные типы рудопроявлений в пределах Русской плиты	111
Оценка металлоносности девонских отложений Припятской впадины	117
Возмущения нормального геохимического поля как поисковый критерий на нефть и газ	124
Заключение	126
Литература	127

Всеволод Евгеньевич Бордон.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ.

Редактор Е.Г. Волкнян. Корректор Г.Е. Старобинец. Техн. редактирование Г.А. Кузьмиченко. АТ 13306. Подписано к печати 12/УШ-1976 г. Бумага тип. №1. Формат 60x90 1/16. Печ. л. 8,25. Уч.-изд. л. 7,7. Изд. зак. 135. Тип. зак. 76. Тираж 310 экз. Цена 55 коп. Издательство "Наука и техника", Минск, Ленинский пр., 63. Ротапринт Института геохимии и геофизики АН БССР. Минск, Ленинский пр., 68.

Цена 55 л.

1862