

**Вулканизм  
и рудные формации  
Днепровско-Донецкой  
впадины и Донбасса**



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

551.21+553

**Вулканизм  
и рудные формации  
Днепровско-Донецкой  
впадины и Донбасса.**

2696

КИЕВ « НАУКОВА ДУМКА » 1977



УДК 549.903.55 (I); 551.211; 553.065

Днепровско-Донецкая впадина - разломная структура северо-западного простирания. Ее образование наметилось в рифе, а окончательное формирование произошло в верхнем палеозое.

В сборнике рассматриваются вопросы строения, история геологического развития региона, причем для объяснения привлекаются геофизические исследования, цифры абсолютного возраста, макеты экспериментального моделирования, формационный анализ продуктов вулканизма региона, включая территории Припятской впадины в Белоруссии, ДДВ - в пределах УССР и юго-восточного склона Воронежского массива в пределах РСФСР (Воронежская и Ростовская области).

Расчитан на геологов и геофизиков, занимающихся изучением полезных ископаемых в пределах регионов, осложненных палеовулканизмом.

Редакционная коллегия

Н.П.Семенов (ответственный редактор), Н.В.Бутурлинов,  
В.К.Гавриш, Н.А.Савченко (зам. ответственного редактора)

Редакция информационной литературы

Б 20905 - 511  
М221(04)-77

© Издательство "Наукова думка", 1977

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген (Припятская и Днепровско-Донецкая впадины) с давних пор привлекает внимание геологов. Выделение этой структуры тесно связано с именем А.П.Карпинского, впервые указавшего на ее дислокационный характер.

Ведущими тектоническими напряжениями, создавшими эту структуру (со времени окончания раннепротерозойской консолидации), были тектонические нарушения северо-западного простирания.

Новейшие геолого-радиологические и геофизические материалы подтверждают, что основными направлениями рифейского структурообразования байкальской (галицийской) эпохи складчатости Восточно-Европейской платформы также было северо-западное простирание (Тиманский кряк, Пачелмский прогиб, или авлакоген, Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген, Галицийская складчатая область и др.). Проявившиеся в более позднее время движения почти полностью унаследовали тектонический план рифейского времени; ранее эта структура активизировалась в среднепалеозойское время.

Тектоно-магматическая активизация, захватившая байкальские структуры, сопровождалась интенсивным, главным образом, основным вулканизмом с проявлением дифференцированных серий в некоторых частях прогиба. Однако если для других структур Русской (Восточно-Европейской) платформы рифейский вулканизм не вызывает сомнения, то для Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) и Донбасса он пока еще проблематичен.

В данном сборнике рассматривается геологическая история развития Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена, в основном со среднепалеозойского (девонского) времени, хотя уже здесь частично приведены геолого-радиологические и геофизические данные, свидетельствующие о присутствии под франковыми и другими отложениями центральной части авлакогена более древних, рифейских осадочно-вулканогенных образований. По данным абсолютного возраста геологических формаций присклоновых частей Украинского щита выявляются структуры галицийской (позднебайкальской) складчатости, которая охватывала Украинский щит с запада и юго-запада, захватывала крымскую часть региона, отгибала Приазовский блок вдоль Азовской антиклизы, а затем, по-видимому, прослеживалась по его северному склону и в наиболее прогнутой части ДДВ. Эти вопросы затронуты в статьях В.К.Гавриша, Д.И.Рябчун, Н.А.Савченко, А.Д.Бритченко, И.В.Галляцкого.

По данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), выполненного Институтом геофизики АН УССР, нескрытая мощность рифейских отложений в осевой части ДДВ может достигать нескольких тысяч метров.

В развитии Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба особое место занимают вулканические процессы, при этом вулканические аппараты размещались на пересечении северо-западных и субмеридиональных разломов. В этом отношении для ДДВ показательна схема В.Г.Гавриша, а для донбасской части разреза - металлогеническая схема В.И.Скаржинского (1972) и Б.С.Панова (1975).

Основной вулканизм первой фазы извержений Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба впервые проявился в рифейское время в связи с галицийскими (позднебайкальскими) тектоническими движениями. Цифры абсолютного возраста (580-610 млн.лет), подтверждающие рифейский возраст обломков диабазов, вынесенных соляными куполами на Ромадановской и Логовиковской площадях впадины, впервые были получены в изотопной лаборатории Академии наук УССР еще в 1958 г.

Вторая наиболее мощная фаза вулканизма Припятской и Днепровско-Донецкой впадин приходится на девонское время, в которое лавовые покровы базальтовой, андезитовой и андезито-дацитовой магмы покрыли огромные площади территории, иногда достигавшие около 3000 м мощности. Дифференциация в промежуточных очагах, а возможно и в магматической камере, привела к проявлению целочно-ультраосновного - целочно-базальтоидного магматизма. Третья - пермокарбоневая, и четвертая - мезозойская, фазы вулканизма проявились на территории ДДВ и Донбасса в локальных структурах.

Новейшие достижения в изучении продуктов вулканизма и их формационного анализа изложены в статьях А.С.Махнача, В.П.Корзуна, Э.Г.Волошиной, Э.М.Ляшкевич, А.Д.Бритченко, В.С.Беллева, С.В.Ткачишина, Ф.Ф.Хмель, И.Н.Быкова, В.А.Канцерова и Н.А.Савченко; метасоматические преобразования вулканических и вулканоплутонических пород и в связи с этими процессами накопление цветных и редких металлов - в статьях В.А.Стадника, Б.Ф.Мицкевича, А.Н.Донского, А.М.Стремовского и Л.И.Легкой.

Рудная минерализация Днепровско-Донецкой впадины и условия ее размещения освещаются в работах В.П.Семеновенко, Д.П.Хрущова, Г.Д.Лепигова, В.М.Строева, геохимические ореолы цветных и редких элементов трещинных вод показаны в статье В.Ф.Раздорожного.

Тектонофизические и тепловые аспекты формирования Днепровско-Донецкой впадины затронуты в разделах, составленных В.Г.Гутерманом и Р.И.Кутас.

Н.П.Семененко, Н.А.Савченко, А.Д.Бритченко  
Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Киев,  
трест "Черниговнефтегазразведка", Чернигов

ЦИКЛЫ ВУЛКАНИЗМА ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ И ДОНБАССА  
И ПРОБЛЕМА МЕТАЛЛОНОСНОСТИ СЕВЕРНОГО СКЛОНА УКРАИНСКОГО ЩИТА

С тех пор как А.П.Карпинский в 1883 г. [1] указал на дислокацию территории, которая отделяет Воронежский массив от Украинского щита, не нашлось ни единого факта, который бы опровергал разломную природу Днепровско-Донецкой впадины или Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба. Впервые О.Зисс назвал эту область "линией Карпинского".

Вопросы, связанные с природой тектонической линии от Чернигова до Донбасса, в своих исследованиях рассматривал в 1933 г. Н.И.Безбородько, затем в 1936 г. К.И.Маков, причем соляные купола на его схеме оказались в узлах пересечения разноориентированных разломов.

Однако наиболее полные данные по структуре ДДВ были получены в 1956 и 1958 г. М.В.Чирвинской и Р.И.Андреевой [2].

В статье рассматриваются главнейшие региональные особенности структуры ДДВ, ее вулканизм и формирование месторождений полезных ископаемых.

Структурное положение и возраст. Подавляющее большинство исследователей [3 - 8] полагают, что между устьем р. Волги на юго-востоке и средним течением р. Припяти на северо-западе располагается одна крупная, протягивающаяся на 1500 км структура, которая получила название Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба (авлакогена). По В.А.Размицину - это "экзогональный авлакоген", развившийся у основания внешнего угла Восточно-Европейской плат-

формы, которые, по мнению большинства исследователей, делится на блоки: на северо-западе — Припятский, в центральной части — Днепро-вовский и на юго-востоке — Донецкий прогиб (грабен).

Обычно в основу доказательств этой протяженной структуры берут лито-фациальные признаки, накопленные при изучении девонских более молодых отложений, также используются данные палеотектонического анализа и геофизики. Особо важным, с нашей точки зрения, является радиологическое датирование кристаллического фундамента бортов, основания этой структуры и прилегающих участков, а также установление в ее пределах возрастных фаз вулканизма и минералообразования.

По материалам изучения абсолютного возраста пород (от Белоруссии до Волго-Донского региона) Н.П.Семенович /9/ доказал, что в основании осадочного чехла вдоль северного склона Украинского щита (а значит и в основании Днепровско-Донецкой впадины) развит комплекс четвертого структурного яруса докембрийского мегацикла. Магматические и метаморфические комплексы его берут начало на северо-западе Украины, на Припятском валу, переходят в северо-западную часть Украинского щита, затем погружаются под осадочно-вулкано-генные образования ДДВ и снова выходят в присклонной части Воронежского массива, прослеживаясь до излучины р. Дона.

В литературе рассмотрены всевозможные варианты образования структуры ДДВ и время ее заложения. По мнению Н.С.Шатского [10, 11], эта структура представляет собой прогиб герцинской складчатости, полностью не прошедшей этап геосинклинального развития; В.А.Разницын в 1974 г. предположил, что она развивалась по типу экзогенальной впадины (авлакогена).

На основании новых данных радиологического датирования геологических формаций Н.П.Семенович показал, что решающее значение в формировании присклонных контуров щита имела галицийская (позднебайкальская) складчатость. Она окаймляет с запада и юго-запада Украинский щит, переходит через крымскую часть страны, огибает приазовскую часть Украинского щита (захватывая также часть Азовской антеклизы), затем прослеживается по его северному склону.

Таким образом, в допалеозойском разрезе Днепровско-Донецкой впадины может быть развит осадочно-терригенный или осадочно-вулкано-генный рифей, а также терригенный кембрия, значительные мощности которых являются резервом для поисковых работ нефтяных трестов Чернигова, Полтавы и Харькова.

По данным В.Б.Соллогуба, Л.Т.Колужной, Н.И.Павланковой и А.В.Чекунова, рифей ДДВ характеризуется пластовой скоростью 6 км/сек, причем их мощность, по-видимому, достигает нескольких километров.

Обнаружить реликты рифейских отложений можно на склонах Украинского щита. Так, на его северном склоне, в районе г.Киева, на фундаменте залегают зерне кластогенные породы, которые по ряду литологических признаков похожи на песчано-мергелистые породы Хотешовского блока Припятского вала, где они залегают в нижней части рифейского разреза /12/. Эти породы могут быть не только на склоне Украинского щита, но и на прибортовых и центральных частях ДДВ.

Важное значение имеет дальнейшее развитие представлений о поперечной блокировке Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба. Впервые такую схему предложила М.В.Чирвинская [3], она наметила субмеридиональные структуры, простиравшиеся в район Курских магнитных аномалий; геофизическим материалом доказаны и другие выступы. Одной из поперечных структур является Черниговский (Брагинский) выступ. Если предположить, что Припятская впадина (грабен) отделена от Днепровского грабена естественной перемычкой в виде Брагинского выступа (к северу переходящего в Гомельско-Брянское поднятие, по А.П.Таркову), то не вполне ясен возраст этой перемычки. Считают, что решающее значение в формировании Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба имели тектонические движения девонского времени. Если это так, то непонятно почему в самом кристаллическом фундаменте Брагинского выступа (в равной мере как и в Полесской или Пинской перемычке между Припятским грабеном на востоке и Подляско-Брестской впадиной на западе) нет следов в виде вулканических даек, силлов и жил палеозойского омоложения (?).

По мнению польских геологов [13], Подляско-Брестская впадина не переходит в Припятский грабен только потому, что на ее пути лежит докембрийский "Шитинский вал", который, по их представлению, почти субмеридионально протягивается от Прибалтики, через Мазурско-Сувальский массив и западную часть Белорусского массива, через Пинскую седловину соеденяется с западным склоном Украинского щита.

Впервые предположение о поперечном воздымании высказал Н.С. Шатский в 1937 г.

Если принять эти соображения, а также данные М.В.Чирвинской [3] о продолжении со стороны Украинского щита субмеридиональных выступов (поднятий), вдавшихся в центральные части ДДВ, а также

вывод А.В.Чекунова [14] о том, что субмеридиональные структуры ("корни гор") являются самыми ранними, — то можно говорить о до-рифейском (точнее овручско-волынском) возрасте этих перемычек, переработанных и раздробленных в позднебайкальское (галицийское), а затем герцинское время тектогенеза.

Рассматривая вго-восточную и вкную зоны сочленения Припятского грабена с прилегающими структурами, небезынтересно затронуть вопрос связи Львовской впадины (точнее рифейского Предгалицийского прогиба) с Припятско-Днепровско-Донецким авлакогеном (прогибом).

На основании изучения геофизических полей С.И.Субботин в 1948 г. впервые указал на возможность такой связи между двумя структурами в виде узкой перемычки к северу от г.Луцка, имевшей место в среднем-верхнем палеозое.

Новый геолого-геофизический материал Н.П.Семененко, В.И.Ключина, Н.А.Савченко [15] по данному региону позволяет предположить, что такая связь существовала значительно раньше, в додевонское время, возможно начиная с рифея, когда в фундаменте восточной части Припятского вала, в междуречье Стирь-Стоход, образовался поперечный уступ с амплитудой до 1000-1200 м с наклоном поверхности блока к западу. По данным аэромагнитной съемки, проведенной А.В.Теленко,  $\Delta T_a$  характеризуется для этого участка спокойным полем; кроме того электроразведочными работами в 1947 г. отмечено, что в районе Рафаловки кристаллический фундамент залегает на глубинах свыше 1000 м. Все это указывает на большую мощность осадочно-терригенных образований, в том числе средне-верхнекембрийских отложений, которые, как показала практика в Прибалтике, оказались продуктивными.

К территории (между Луцком и Кухецкой Волей) тяготеет также останцы силурийских карбонатных образований. Они вскрыты в пределах Кухецкой Воли и Чарторийска и присутствуют в Бродичевской и других тектоно-вулканических депрессиях. Вполне возможно наличие взрывных бракчий и продуктивных коллекторов на площади между Стирь и Стоходом на различных глубинах.

В развитии Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба особое место занимает вулканические процессы, причем, по мнению большинства геологов, вулканические аппараты размещались на пересечении северо-западных и субмеридиональных разломов. Особо важным является выяснение перспектив прибортовых структур Днепровско-Донецкой впадины на алмазы, где вскрыты породы щелочно-ультраосновной — щелочно-базальтоидной формации.

Фазы вулканизма и их обоснование радиологическими методами.

Вулканизм Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба впервые проявился в рифейское время, в связи с галицийскими (позднебайкальскими) тектоническими движениями.

Цифры абсолютного возраста, подтверждающие рифей, впервые установлены для вулканогенных пород двух площадей: Ромадановской и Логовиковской.

По калий-аргоновому методу на Ромадановской площади диабазы имеют возраст 586-610 млн. лет, а на Логовиковской - 540-610 млн. лет [16]. Согласно этим данным диабазы из брекчии солянокупольных структур ДДВ параллелизуются с траптовой формацией рифейско-нижнепалеозойского возраста западного склона Украинского щита. По этим же данным диабазы соляных куполов прибортовых частей ДДВ связаны с глубокими расколами платформенной стадии развития региона.

Изучавший Исачковский купол И.А. Морозевич выделял разновозрастные диабазы в виде двух параллельных даек северо-западного простирания среди поля вулканогенных туфов. Присутствие даек, конечно, требует доказательств, но указание на разновозрастность вулканогенных пород солянокупольных структур должно учитываться при интерпретации.

Известно, что еще в 1958 г. в лаборатории ИГН АН УССР для диабазов соляных куполов были получены цифры возраста 586 и 610 млн. лет, при этом диабазовая брекчия из Логовиковской структуры имеет возраст не ниже 540 млн. лет. Всего же здесь было выполнено 9 определений и все они соответственно показали: 610, 590, 610, 586, 580, 540, 595, 586 и 610 млн. лет. Такое количество определений достаточно для достоверности геологических выводов.

В 1970 г. В.И. Китык, Р.М. Слишко и И.В. Кудыба определили абсолютный возраст вулканогенных брекчий из некоторых площадей ДДВ. Они отобрали вулканогенную брекчию из скв. 213 Седневской площади и получили (в лаборатории Львовского университета) цифру  $384 \pm 9$ ; из скв. I Ивашковской площади -  $350 \pm 14$ ; из скв. 2 Брусиловской площади -  $313 \pm 13$ , а из скв. I Видельцевской площади -  $414 \pm 14$  млн. лет. Получив эти цифры авторы нашли, что возраст брекчий вулканогенных образований укладывается в границы позднего девона. На этом же основании они подчеркнули, что ранее полученные данные (т.е. 610 млн. лет) не соответствуют действительности.

Но вряд ли это решение верно. Во-первых, отбор проб для рений методически не выдержан, определения сделаны по породам из

других структур; во-вторых, для объяснения цифр двух групп возраста можно допускать, что вынос вулканогенной брекчии в солянокупольные кепроки находился в зависимости от глубины заложения разломов. При этом рифейские диабазы выносились в верхние горизонты по более ранним разломам, затрагивавшим ярусы земной коры, лежащие значительно глубже, чем в девоне. При этом тектоническими движениями вторично дробились рифейские породы в солянокупольных структурах. Такой механизм образования В.К.Гавриш [7], например, считает вполне реальным.

Если действительно соляные купола располагаются в узлах пересечений разноориентированных разломов, то допустим вынос из нижних горизонтов рифейских вулканогенных пород, что подтверждается морфологическими особенностями строения соляных куполов, наглядно продемонстрированными на Бииккальской сверхглубокой скважине в Прикаспии.

Соляные купола - это не бездонные структуры. В Бииккале скважина вошла в соль центральной части купола на глубине 1337,0 м, прошла по ней 3463,0 м, затем снова вышла в осадочно-карбонатные породы, в которых ее забой (на глубине 5221,0 м) и остановлен.

Таким образом, соляный купол - это прежде всего соляный пласт с локальным вздутием (утолщением) со стороны кровли пласта. Такой купол может возвышаться над пластом на сотни или даже тысячи метров (как это установлено в Бииккале). При определенном механизме подтока соленосных масс в купола одновременно может выноситься брекчия из самых глубоких горизонтов, даже из той 10-километровой глубины, которую для рифея в северо-западной части Донбасса и ДДВ определяли по данным ГСЗ и геофизики.

Вторая фаза вулканизма ДДВ характеризуется сменой рифейских базальтов девонскими андезитовыми и андезито-дацитовыми продуктами излияния.

Начало и окончание вулканической деятельности в девоне ДДВ определяется по-разному. Большинство исследователей [4, 7, 17, 18] начало вулканической деятельности относят к воронежскому или ранневоронежскому времени франского века, в котором накопились вулканогенные толщи в сотни и несколько тысяч метров, как на Анисовской площади.

План деформации при формировании девонских вулканогенных образований, по-видимому, не оставался постоянным. Андезитовая лава проникала скорее всего по полостям, подновлявшим более древние додевонские разломы. Однако внедрение ультраосновно-щелочно-базаль-

тоидных магм, отмеченных на Белоцерковской и Лоевской структурах, должно быть связано с вновь образованными расколами Земли, проникшими на значительные глубины. Ультраосновно-щелочнобазальтоидные образования тяготеют к прибортовым частям Припятско-Днепро-ско-Донецкого прогиба. В Припятском грабене эти породы описаны в статье Г.Д.Афанасьева, В.И.Гоньшаковой и В.П.Корзуна [20]; в южном борту Днепровского грабена ДДВ - Э.Г.Волошиной и др. [21], в донбасской части прогиба - В.И.Гоньшаковой, В.О.Рушицким, М.Д.Бойчуком, В.Н.Бутурлиновым, А.И.Зарицким, И.Ф.Стрежковским и др. [19], в пределах северного борта ДДВ и склона Воронежского массива аналогичные породы описаны И.Н.Быковым [18].

Наибольшее количество определений абсолютного возраста получено для вулканогенных пород северо-западной части Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба. К настоящему времени по литературным данным учтено сорок одно определение возраста по калий-аргоновому методу. Эти цифры в среднем равны 340-392 (около 410) млн. лет, что удовлетворительно коррелируется с геологическими данными.

Вулканическая деятельность Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба не закончилась в девоне, а продолжалась (или возобновлялась) и в карбоне, что составляет третью отдельную фазу вулканизма.

Четвертая фаза вулканизма ДДВ происходила в мезозое; вулканические явления отмечались [24] в юрское время, когда накапливалось прослои андезитовых туффиитов.

После окончания излияния андезито-дацитовых лав происходило внедрение субвулканических интрузий лампрофириров [22]. Лампрофиры трещинного типа, которые внедрялись в юрское время, описаны Н.В.Бутурлиновым [23], В.К.Куликовским и В.И.Гоньшаковой в Центральном Донбассе и Н.А.Савченко в Восточном Донбассе.

К этому же времени, по-видимому, относится и внедрение трахобазальтов (170 млн. лет) в пределах Болтышской кальдеры присклонной части Украинского щита.

Роль вулканизма в формировании рудных и нерудных полезных ископаемых. Каким образом вулканические процессы влияют на формирование месторождений нефти и газа - здесь не рассматривается. Это вопрос специальных исследований. Следует отметить только, что если не прямая, то косвенная связь (в частности структурная, магнитная), по-видимому, существует.

В региональном плане, например, обнаруживается, что нефтяные месторождения тяготеют к площадям развития продуктов девонского

вулканизма (северо-западная часть Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба). В юго-восточной части прогиба, где отсутствуют пласты девонских вулканогенных пород нефтеносных структур, развиты газоносные месторождения.

Вулканизм, а также последующий метасоматоз в пределах этого региона сыграли решающую роль в концентрации цветных металлов и алмазов.

Особенно ценными являются представители щелочно-базальтоидных пород, которые при их прослеживании к северному склону Украинского щита, благоприятны на редкометалльные проявления.

Многочисленные сульфидные рудопроявления (свинца, цинка, меди, никеля и др.) тяготеют к трещинным зонам подновления в осадочно-вулканогенных комплексах. Поэтому при исследованиях важно определение условий локализации рудной минерализации.

Успехи, достигнутые при изучении россылей побережий Азовского моря [25], а также изучение долгинской свиты девона могут теперь использоваться для обнаружения коренных алмазоносных кимберлитов или алмазоносных пород типа перидотитов Квебека и Оливин Маунтин Канады.

Как известно, кимберлитоподобные тела выявлены в платформенных структурах приазовской части щита. Их состав, геологическая позиция и возраст в достаточной мере описаны в работах В.И. Гоньшаковой, В.О. Ружицкого, М.Д. Бойчук, А.И. Зарицкого, Н.Ф. Стрекозова [19].

Перспективным участком, в отношении алмазоносности, является прибортовая часть ДДВ и северного склона Украинского щита между Кременчугом и Каневом [26]. Перспективным при вскрытии щелочно-ультраосновных - щелочно-базальтоидных пород, оказался район в пределах Остапьево-Белоцерковского выступа.

Всестороннее и тщательное изучение проявления эффузивного, субинтрузивного вулканизма и взрывных брекчий, выявление метасоматических преобразований пород (аргиллизации, адюляризации, карбонатизации и др.) должны привести к обнаружению на северном склоне Украинского щита и на бортах Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба ценных проявлений цветных металлов и алмазов.

#### Л и т е р а т у р а

1. Карпинский А.П. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России. - Горный журн., т. III, № 9, 1883.  
2. Андреева Р.И., Чирвинская М.В. Геология нефти. М., Гос-топтехиздат, 1958.

3. Чирвинская М.В. Структура северного склона Ущ по геофизическим данным. - В кн.: Платформенные структуры обрамления Ущ и их металлоносность. К., "Наукова думка", 1972.
4. Махнач А.С. Древнепалеозойские отложения Белоруссии. Изд-во АН БССР. Минск, 1958.
5. Бондарчук В.Г. Тектоника території Української РСР. Вид-во АН УРСР, К., 1959.
6. Балабушевич И.А. Припятский грабен. К., "Наукова думка", 1965.
7. Гавриш В.К. Глубинные структуры и методика их изучения. К., "Наукова думка", 1969.
8. Семенов Н.П. Геологическое строение Ущ и история его формирования. - Изв. АН СССР, сер.геолог., № 1, 1951.
9. Семенов Н.П. Докембрий-IV. - В кн.: Стратиграфія УРСР, т. I., К., "Наукова думка", 1972.
10. Шатский Н.С. Происхождение Донецкого бассейна. БМОИП, отд. геол. т. XV, № 4, 1937.
11. Шатский Н.С. Большой Донбасс и система Вигита. Сравнительная тектоника древних платформ. - Изв. АН СССР, сер.геолог., № 6, 1946.
12. Савченко М.А. Глибини залягання та фізичні властивості порід кристалічного фундаменту в м. Києві. - ДАН УРСР, сер.Б., 9, 1971.
13. Ксёнькевич М., Самсонович Я., Рэле Э. Очерк геологии Польши, 1965. "Недра", М., 1968.
14. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника впа Европеейской части СССР. К., "Наукова думка", 1972.
15. Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. К., "Наукова думка", 1968.
16. Усенко І.С., Бернадська Л.Г., Котловська Ф.І. Нові дані визначення абсолютного віку постпротерозойських ефузивних порід. - Геол. журн., 1958, т.18, в. 5.
17. Бритченко А.Д. О вулканогенных образованиях в девоне северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. К., "Наукова думка", 1972.
18. Быков И.Н. Верхнедевонский базальтовый вулканизм юго-восточной части Воронежской антеклизы. - Автореф. канд. дисс., Воронеж, 1972.
19. Гоньшакова В.И., Рушицкий В.О., Бойчук М.Д., Зарицкий А.И., Стрекозов Н.Ф. Трубки взрыва и дайки кимберлитоподобных пород Русской платформы. - Изв. АН СССР, сер.геолог., 1967, № 10.
20. Афанасьев Г.Д., Гоньшакова В.И., Корзун В.П. Об абсолютном возрасте некоторых верхнедевонских щелочных эффузивов впа Русской платформы и Северного Кавказа. - Изв. АН СССР, сер.геолог., 1965, № 8.
21. Волошина Э.Г., Галицкий И.В., Пистрак Р.М. О возрасте и структурном положении щелочно-ультраосновных - щелочно-базальтоидных пород в Днепровско-Донецком авлакогене: - ДАН СССР, сер.геолог., т.200, 1971.
22. Бернадская Л.Г. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины. Изд-во АН УССР, К., 1961.
23. Бутурлинов Н.В. О лампрофирах Ново-Шахтинского района. - Изв. ВУЗов, сер. геолог. и разведка, 1959, № II.
24. Ямиченко І.М. Вік наймолодших юрських відкладів у Дніпровсько-Донецькій западині. - Геол. журн., 1950, т. X, в.4.
25. Бобриевич А.П., Дружинин Л.Н., Смирнов Г.И., Тараскв О.Н. Алмазносность и ее отношение к платформенным структурам обрамления Ущ. - В кн.: Платформенные структуры обрамления Ущ и их металлоносность. К., "Наукова думка", 1972.

26. Семеновко Н.П. Украинский щит и его платформенное обрамление. - В кн.: Платформенные структуры обрамления УЩ и их металоносность. К., "Наукова думка", 1972.

УДК:551.217.1; 552.313

А.С.Махнач, В.П.Корзун

Институт геохимии и геофизики АН БССР, Минск

### СОСТАВ И УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ

Верхнедевонские вулканогенные образования распространены в крайней восточной части Припятской впадины, в районе так называемой Лоевской седловины, занимающей площадь около 1800 км<sup>2</sup>, имеющую северо-северо-восточную ориентировку. Они залегают на глубинах от 900 до 2300 м и образуют две, а на крайнем северо-востоке три вулканогенные толщи мощностью около 400-800 м каждая и разделены нормально-осадочными карбонатными отложениями. Толщи сложены вулканическими туфами преимущественно мелкоагломератовой структуры, которым подчинены покровы и потоки лав, а также секущие и пластовые тела жильных пород.

Возраст вулканогенных толщ благодаря залеганию их среди фаунистически и палинологически охарактеризованных карбонатных отложений к настоящему времени выяснен с достаточной для корреляции разрезов детальностью. Первая (нижняя) вулканогенная толща образовалась в евлановско-ливенское, вторая - в елецкое, третья - в елецко-лебедянское время. Абсолютный возраст вулканических пород, определенный калий-аргоновым методом, составляет 355-360 млн. лет (лаборатория ИГЕМ АН СССР).

Мощности вулканогенных толщ значительно колеблются в различных разрезах, мощность разделяющих толщ карбонатных отложений более или менее выдержана.

В петрографическом отношении, как и по химизму слагающих пород, вулканогенные толщи Припятской впадины не имеют существенных различий между собой. Они представлены набором средних, основных и ультраосновных вулканогенных пород щелочного ряда и отличаются главным образом количественным соотношением различных фацальных и петрографических разновидностей. Эффузивы и туфы представлены субщелочными и щелочными трахитами, трахиандезитами, трахибазальтами, субщелочными биотит-оливиновыми базальтами, нефелинитами, лейцитовыми нефелинитами, лейцититами, ультраосновными лимбургитами и анкаратрит-пикритами; жильные породы - сие-

нит-порфирами, лампрофирами группы сиенитов, шонкинитами и порфировыми пикритами.

Щелочные трахиты — одна из наиболее распространенных разновидностей вулканических пород Припятской впадины, присутствующие исключительно в эксплозивной фации и слагающие мощные пачки туфов либо однородного состава, либо с обломками других эффузивов. Характерной особенностью щелочных трахитов впадины, отличающей их от типичных пород этой группы, является наличие фенокристаллов нещелочных их представителей — авгита и роговой обманки, наряду с вкрапленниками щелочных цветных минералов.

Субщелочные трахиты в Припятской впадине сравнительно редки, хотя и обнаружены почти во всех вулканогенных разрезах. Обломки их обычно образуют примесь в туфах щелочных трахитов, часто совсем незначительную. В Ветхинской скважине они известны в эффузивной фации. От щелочных трахитов впадины субщелочные отличаются присутствием в фенокристаллах щелочных полевых шпатов и известково-натровых плагиоклазов, а от обычных (нормальных) трахитов — более щелочным характером, а иногда и наличием щелочных цветных минералов.

Вследствие вышесказанного границу между щелочными и субщелочными трахитами этого района провести трудно. Субщелочные трахиты занимают промежуточное положение между известково-щелочными и щелочными трахитами, приближаясь к трахитам типа Понца и Драхенфельса, они тяготеют к щелочным разновидностям. Изредка наблюдается еще одна разновидность трахитов — плагиотрахиты, которые встречаются в обломках туфов, а также в эффузивной фации — в Ветхинской скважине. От остальных трахитов впадины они отличаются составом полевого шпата в фенокристаллах, который обычно представлен основным олигоклазом, но встречается также кислый и средний андезин. Основная масса в этих породах — щелочная.

В химическом отношении трахиты Припятской впадины специфичны и отличаются от средних трахитов Деги пониженным содержанием  $SiO_2$  (52-57%) и повышенным содержанием титана, магния, щелочей, а иногда и суммарного железа.

Трахиандезитами в Припятской впадине названы породы, отличающиеся от трахитов составом фенокристаллов полевого шпата, среди них резко преобладают известково-натровые плагиоклазы (андезин — олигоклаз), а в основной массе — олигоклаза. Эти породы встречаются сравнительно редко. В самостоятельном залегании они не известны и наблюдаются только в виде обломков в туфах трахитового или

нефелинит-трахитового состава. Распространение трахиандезитов повсеместно свидетельствует о том, что эти породы в Припятской впадине сопровождают щелочные трахиты, с которыми они, видимо, генетически связаны через субщелочные трахиты и плагиотрахиты.

Трахибазальты встречаются в вулканогенных разрезах Припятской впадины довольно часто, причем в пирокластической и в эффузивной фациях. По составу полевых шпатов среди них четко выделяются две группы пород: чисто ортоклазовые трахибазальты, имеющие во вкрапленниках и в основной массе только ортоклаз (или вообще калишпат), и породы плагиоклаз-ортоклазовые, содержащие во вкрапленниках плагиоклаз, а в основной массе плагиоклаз и ортоклаз. Первые по минеральному составу тяготеют к щелочным трахитам, от которых отличаются, главным образом, более высоким содержанием феррических минералов и структурой основной массы. По-видимому, их следует рассматривать как достигшие поверхности производные вогезитовой и шонкинтовой магм. Вторые по минеральному составу близки к трахиандезитам, отличаясь от них повышенным содержанием железо-магнезиальных и рудного минералов, несколько более основным составом плагиоклаза во вкрапленниках и в основной массе, а также наличием хлоритизированного стекла в последней. Генетически породы этой группы, видимо, связаны с трахиандезитами.

Химический состав трахибазальтов согласуется с их минералогическими особенностями. Среди них выделяются составы пересыщенные щелочами или находящиеся на грани пересыщения, а также составы нормального ряда, более или менее обогащенные полевошпатовой известью.

Субщелочные биотит - оливиновые базальты вскрыты только одной скважиной (Васильевской Р1) в средней части разреза второй вулканогенной толщи, где они, судя по каротажу, образуют покров мощностью около 5 м. Для них характерно наличие оливина (около 10% объема породы) и биотита (около 3%). В химическом отношении они отличаются от обычных оливиновых базальтов пониженным содержанием алюминия и кальция и повышенным содержанием суммы щелочей (6,3%).

Нефелиниты широко распространены в вулканогенных толщах Припятской впадины как в эффузивной, так и в пирокластической фациях, и наравне с трахитами являются одними из наиболее часто встречающихся здесь пород. Мощность их покровов в различных разрезах колеблется от 4 до 116 м, а мощность пачек вулканокластов этих пород достигает 145 м. Это породы всегда существенно измененные. Они состоят из нефелина, пироксена, рудного минерала и измененного

стекловатого базиса. В качестве второстепенных минералов всегда присутствуют апатит и сфен. Структура обычно эвпорфировая. Основная масса характеризуется нефелинитовой структурой и состоит из микролитов нефелина (псевдоморфоз глинистых минералов), густо размещенных в стекловатом, обычно нацело глинизированном мезостазице. В некоторых разностях в составе основной массы наряду с нефелином появляются микролиты лейцита в различном количестве — такие породы вслед за Е.А. Кузнецовым [1], А.Н. Заварицким [2] и другими исследователями относят к лейцитовым нефелинитам. Лейцит в них замещен анальцимом, чаще светло-коричневым изстропным цеолитом. Во вкрапленниках нефелинитов присутствуют нефелин и пироксен, в редких случаях в виде единичных выделений встречается оливин.

Химический состав нефелинитов весьма изменчив. Даже в пределах одного покрова можно наблюдать существенные различия в химизме образцов, взятых из разных глубин. Значительны колебания содержания окислов кремния, алюминия, магния, железа и щелочей. Это находит отражение на петрохимической диаграмме А.Н. Заварицкого, где нефелиниты образуют четкий изовариационный ряд, начинающийся сугубо меланократовыми породами, по-видимому, эффузивными аналогами мельтейгитов, и заканчивающийся аналогами сравнительно лейкократовых ийолитов. Специфической особенностью нефелинитов Припятской впадины, еще более усугубляющей щелочность этих пород, является почти повсеместная обедненность их кальцием. Среднее содержание  $\text{CaO}$ , взятое по двадцати шести анализам, составляет 3,2, что на 6,5-7% меньше, чем содержание  $\text{CaO}$  в средних нефелинитах, лейцититах и ийолитах по Дели. Сильная измененность нефелинитов не исключает низкое содержание  $\text{CaO}$  во всех, как более, так и менее измененных породах, и, естественно, объяснить дефицит кальция только этой причиной было бы ошибкой. В то же время несколько своеобразный минеральный состав нефелинитов (цветной минерал в них представлен не диопсидом и титан-авгитом, что свойственно породам данной группы, а главным образом эгирин-авгитом) хорошо согласуется с представлением об обедненности кальцием первичной нефелинитовой магмы. Следует отметить, что многочисленные химические анализы вулканитов Припятской впадины показали, что во многих случаях преобразование их шло без существенного выноса и привноса окислов, а главным образом за счет внутреннего перераспределения компонентов.

Нефелиновые лейцититы встречаются среди щелочных базальтоидов Припятской впадины сравнительно редко. От лейцитовых нефелини-

тов они отличаются резким преобладанием в основной массе микролитов лейцита над нефелином. Состав фенокристаллов остается тот же, что и в нефелинитах — главным образом нефелин и пироксен (эгириновит). Очевидно эти породы связаны друг с другом постепенными переходами.

Ультраосновные лимбургиты известны главным образом в пирокластической фации и только в крайней северо-восточной части Припятской впадины (скв. Шарпиловка РІ), где они образуют мощные (до 170 м) пакки туфов преимущественно псефитовой структуры в разрезах второй и третьей вулканогенных толщ. В последней они встречаются и в эффузивной фации. Термин "лимбургит" применяем в понимании его Розенбушем (1934), назвавшим лимбургитами бесполовшпатовые базальтоидные породы с нераскристаллизованной стекловатой основной массой и вкрапленниками оливина. Второе, более позднее и узкое понимание термина, как особая богатая стеклом разновидность щелочных базальтоидов с потенциальными полевыми шпатами и фельдшпатами, для обозначения пород Припятской впадины непригодно. Изучение фактического материала показало, что лимбургиты Припятской впадины относятся к вполне самостоятельной группе горных пород, обладающих специфическим минеральным и химическим составом, и не имеет прямого отношения к развитым в данном районе щелочным базальтоидам. Они представляют собой сильно измененные (главным образом оглиненные) витропорфировые породы с миндалекаменной стекловатой основной массой и обилием хорошо ограненных вкрапленников оливина, к которым иногда присоединяются в резко подчиненном количестве вкрапленники пироксена. Эти породы не обнаруживают никаких переходов к рассмотренным выше щелочным базальтоидам и существенно отличаются от них по химизму. По-видимому, причина однообразия структуры их во времени (малая способность к раскристаллизации) связана с какими-то особенностями состава исходной магмы, а не с условиями ее извержения.

Химические анализы лимбургитов показывают их ультраосновной состав с резким дефицитом кальция относительно содержания магния. От типичных гипербазитов дунит-перидотитовых формаций они отличаются повышенным содержанием титана, глинозема и щелочей.

Анкаратрит-пикриты встречаются скважиной Васильевская РІ в кровле второй вулканогенной толщи, где они образуют покров мощностью около 50 м, они известны и в пирокластической фации. Макроскопически это черные мелкопорфировые породы, очень похожи на базальты. Они состоят из разнозернистой, существенно пироксеновой

основной массы и густо размешенных в ней вкрапленников оливина (до 20% объема породы). Основная масса сложена моноклиналиным пироксеном, рудным минералом и скрепляющим их стекловатым базисом. Кроме того, она содержит выделения нефелина (до 5-7%), флогопита, первичных цеолитов и стеклоподобного хлорофенового вещества. По химическому составу анкаратрит-пикриты Припятской впадины очень близки к одноименным породам Маймеча-Котуйской провинции щелочно-ультраосновных пород, отличаясь от них несколько меньшим содержанием магния и большим кальция. На петрохимической диаграмме А.Н.Заварицкого эти породы ложатся в одно поле с ультраосновными лимбургитами.

Сиенит-порфиры и микросиениты встречаются в разрезе Борцевской скв. Р1, пересекающей в пределах второй вулканогенной толщи маломощное тело этих пород; они участвуют в строении вулканической постройки Ветхина и выполняют подводящий канал, вскрытый в этом разрезе; ими сложен силл, пройденный скв. Вышемир Р7 в подстилающих вулканогенные образования известняках. Эти породы в Припятской впадине по минеральному составу полностью соответствуют разгитым в ее пределах трахитам. Такое же соответствие наблюдается и в химическом составе сиенит-порфиров. Содержание  $SiO_2$  в них, как и в трахитах, колеблется в пределах 52-55%, отражая существенную недосыщенность кремнеземом, как видно, единой для обеих пород первоначальной магмы. Содержание главных породообразующих окислов в сиенит-порфитах не выходит за пределы содержания их в средних составах сиенитов по р. Дели. Исключением являются окислы железа, суммарное содержание которых иногда превышает 7,5-8%, приближаясь к содержанию их в среднем мезо-меланократовом сиените Ноккольдса. Высокое содержание щелочей при общем небольшом количестве кальция часто указывает на субщелочной характер сиенит-порфиров, при этом параметр  $\delta$  А.Н.Заварицкого в таких разностях, как и в трахитах, свидетельствует об их уклоне в сторону меланократовых пород.

Сиенитовые лампрофиры - вогезиты встречаются скв. Ветхин Р1 в отложениях подсолевого карбонатного комплекса, на глубине 4563 м, где они образуют интрузивное тело (скорее всего дайку) невыясненной мощности: скважина углубилась в него на 19 м. Это темно-серые, значительно измененные мелкозернистые породы с резкими отклонениями в сторону средне- и микрозернистых разностей. Они состоят из цветных минералов и калинатрового полевого шпата, присутствующих в примерно равных количествах. Структура типично лампрофировая, обусловленная наличием крупных (до 5-7 мм) порфировых выделений

роговой обманки и значительно реже пироксена, замещенных пеннином и карбонатом. Характерной особенностью вогезитов Припятской впадины, несколько сближающей их с минеттами, является наличие в них множества мелких чешуек биотита, заключенных обычно в лейстах ортоклаза, и очень редких (далеко не в каждом шлифе) порфирировых выделений этого минерала. В химическом отношении вогезиты Припятской впадины весьма близки к среднему вогезиту р.Дели, отличаюь, главным образом, несколько пониженным (на 4-7%) содержанием кремнезема.

Шонкиниты встречены скв.Васильевская РІ в разрезе нижней вулканогенной толщи, где она пересекала, судя по сопоставлению разрезов, крутопадающую даяку этих пород. Макроскопически это розовато-темно-серые, хорошо сохранившиеся, среднезернистые породы меланократового облика, по минеральному составу относящиеся к амфиболсодержащей разновидности. Структура их пойкилитовая, обусловленная сравнительно крупными (до 5 мм) кристаллами анортоклаза, заключающими в себе зрелки пироксена, роговой обманки, рудного минерала и значительно реже биотита. На петрохимической диаграмме А.Н.Заварицкого эти породы располагаются правее поля нормальных базальтов. В связи с тем, что шонкиниты Припятской впадины по минеральному составу сходны с развитыми во впадине сиенит-порфирами, микросиенитами и трахитами, но резко отличаются от них количественным соотношением калишпата и цветных минералов, являясь породами меланократовыми, их, подобно вогезитам, по-видимому, следует рассматривать как меланократовые продукты расщепления сиенитовой магмы и относить к породам лампрофирового ряда.

Порфирировые пикриты встречены скв.Шарпиловка РІ в верхней части разреза первой вулканогенной толщи, где они образуют, судя по каротажу, два жильных тела небольшой мощности. Это темные, оливин-пироксеновые породы сериально-порфировой структуры, состоящие в основном из полностью измененного оливина (до 30% объема), хорошо сохранившегося пироксена и стекловатого базиса. В умеренном количестве содержится рудный минерал (до 7%) и совсем небольшим - биотит (около 3%); оба входят в состав основной массы. Присутствие биотита в основной массе, несмотря на наличие стекла, подтверждает представление о гипабиссальном генезисе данных пород. На петрохимической диаграмме А.Н.Заварицкого они ложатся в одно поле с ультраосновными лимбургитами и анкаратритпикритами.

При нанесении всех перечисленных разновидностей вулканитов Припятской впадины на петрохимическую диаграмму А.Н.Заварицкого, они

образуют на правой плоскости диаграммы четкий, почти непрерывный щелочной изовариационный ряд, начинающийся щелочно-ультраосновными породами (анкаратрит-пикритами) и заканчивающийся наиболее килыми представителями щелочных трахитов. Ультраосновные породы занимают несколько обособленное положение в основании ряда и общую картину его непрерывности в нижней части диаграммы создают некоторые наиболее меланократовые разности нефелинитов, по основным числовым характеристикам в различной степени приближающиеся к гипербаазитам. Такое сильно вытянутое рассредоточение фигуративных точек на диаграмме указывает на высокую степень дифференцированности магмы и является характерной чертой щелочных комплексов.

Резкое своеобразие и специфичность верхнедевонской ассоциации вулканитов Припятской впадины позволили отнести ее к щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной магматической формации, в общих чертах соответствующей выделенной Д.М.Шейнманном [3] формации ультраосновных щелочных пород, а точнее – тому случаю ее проявления, когда она представлена в эффузивной и жильной фациях. Предполагается возможность возникновения исходных для таких ассоциаций щелочно-ультраосновных расплавов путем полного или почти полного плавления вещества верхней мантии на глубинах ниже волновода Гутенберга, при местном понижении давления в зонах глубинных разломов [4]. Выплавление базальтовой магмы Д.М.Шейнманн, на основании исследований В.В.Белюсова, связывает с аналогичной тектонической обстановкой (развитием разломов), но с меньшими глубинами – главным образом в области волновода. Такого же мнения относительно глубины зарождения очагов этих двух магм придерживаются и другие исследователи.

Сравнивая вулканогенные образования востока Припятской впадины с вулканитами северо-западной окраины ДДВ, легко заметить, что при переходе к последней происходит резкая смена петрографического набора пород на новый, качественно и количественно отличный от набора вулканитов Припятской впадины. И, таким образом, объединять те и другие в одну магматическую формацию только на том основании, что они тесно связаны в пространстве и времени, как это делают некоторые исследователи, нельзя. При детальном разборе временная связь оказывается не столь тесной, как это кажется на первый взгляд, а что касается пространственной связи, то в литературе отмечались случаи тесного соседства и практической одновременности извержений двух независимых друг от друга магм – ультраосновной щелочной и базальтовой [5, 6, 7, 4, 8, 9].

При сопоставлении по керну и каротажу разрезов верхнедевонских отложений восточной части Припятской впадины видно, что первая вулканогенная толща крайнего востока впадины в западном направлении замещается сначала вулканогенно-соленосной толщей, а затем преимущественно нормально-осадочной соленосной толщей. При этом детальные исследования по корреляции разрезов показали практическую одновременность начала и конца верхнефранкского этапа вулканизма и цикла соленакпления в Припятской впадине. Вторая вулканогенная толща фациально замещается верхней (елецкой) частью межсолевых отложений — в западном направлении, и колайдинцевской свитой [10] — в юго-восточном. В это время, в отличие от евлановско-ливенского, на рассматриваемой территории господствовал открытый с запада, севера и юго-востока относительно глубоководный морской бассейн с повышенной соленостью воды и скудной фаунистической органикой. Поступавший в него в процессе подводных и надводных вулканических извержений кремнезем частично осаждался как хемогенным (судя по высокой кремнистости некоторых кремнеаргиллитов и других пород, не содержащих радиолярий), так и биогенным путем: посредством жизнедеятельности радиолярий — на всей территории Припятской впадины, и время от времени посредством жизнедеятельности губок — на территории северо-западной части ДДВ.

Третья вулканогенная толща, известная только в крайней северо-восточной части Припятской впадины, отделена от второй пачкой известняков позднеелецкого возраста, мощностью около 25 м. На этих известняках в одних разрезах востока впадины (Веткин, Вышемир, Борщевка, Васильево) лежит каменная соль и ангидриты верхней соленосной толщи, в других (Шарпиловка) — вулканогенные образования верхней вулканогенной толщи. Над ними залегают отложения надсолевого девона. Таким образом, верхняя соленосная толща, как и нижняя, имеет в качестве фациальных аналогов вулканогенные (эффузивные и пирокластические) образования, локализующиеся в крайней северо-восточной части Припятской впадины.

К надсолевому (данково-лебедянскому) времени вулканическая деятельность на территории Припятской впадины прекратилась, но в соседних районах ДДВ (Видельцы, Олишевка, Анисов и др.) она активно продолжалась и в это время, о чем свидетельствуют вскрытые в надсолевых отложениях названных площадей мощные толщи базальтов, трахитов, риолитов и их туфов. При этом вулканические извержения в соответствии с преобладавшей континентальной обстановкой этого времени происходили в основном в континентальных условиях. Посту-

павший в атмосферу пирокластический материал разносился далеко по окружающей территории, включая и всю территорию Припятской впадины.

Правильное представление о строении и составе девонских вулканогенных толщ Припятской впадины и их взаимоотношения с нормально-осадочными образованиями имеет большое значение для решения ряда вопросов проблемы нефтегазоносности этого региона.

#### Л и т е р а т у р а

1. Кузнецов Е.А. Петрография магматических и метаморфических пород. М., Изд-во Моск.ун-та, 1956.
2. Саварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961.
3. Шейнманн Д.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. - В кн.: Геология месторождения редких элементов, вып. 12-13. М., Госгеолтехиздат, 1961.
4. Шейнманн Д.М. Очерки глубинной геологии. М., "Недра", 1968.
5. Шейнманн Д.М. О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 1.
6. Шейнманн Д.М. Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформах. - Записки Всес. Минерал. общества, ч. XXXIV, 1955.
7. Шейнманн Д.М. К характеристике ультраосновных щелочных вулканических провинций на материках. - В кн.: Проблемы вулканизма (материалы к Первому Всесоюзному вулканологическому совещанию). Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1959.
8. Бутакова Е.Л. К петрологии Маймеча-Котуйского комплекса ультраосновных и щелочных пород. - В кн.: Сборник статей по геологии Арктики. Тр.НИИГА, т. 69, М., Госгеолтехиздат, 1956.
9. Гоньшакова В.И., Егоров Л.С. Петрохимические особенности ультраосновных - щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. М., "Наука", 1968.
10. Бритченко А.Д. О вулканогенных образованиях в девоне северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. К., "Наукова думка", 1972.

УДК:549.903.55 (1); 551.24 (12)

В.К.Гавриш, Л.И.Рябчун

Институт геологических наук АН УССР, Киев

#### О СВЯЗИ РИФТООБРАЗОВАНИЯ И ВУЛКАНИЗМА

Рифтогенез чаще всего проявляется во время восходящих движений рифтогенов катетогенного типа [1]. Последние образовались в основном под влиянием вертикальных напряжений, обусловленных полиморфными, фазовыми и другими процессами в мантии Земли [2, 3], которые заложилась в разное время и характеризуются сложной историей геотектонического развития.

Наиболее позднее заложение имеет рифт Грегори, который состоит из Эфиопского и Кенийского рифтов. По данным Е.Е.Милашовско-

го [4] Кенийский рифт соответствует сводово-вулканическому типу рифтовых зон и формировался в своде крупного меридионально ориентированного поднятия докембрийского фундамента, игравшего роль водораздела между бассейнами Атлантического и Индийского океанов. В конце палеогена в северной Кении началась вулканическая деятельность, которая, постепенно распространяясь с севера на юг, в конце миоцена охватила почти всю будущую Кенийскую рифтовую зону. Последняя в то время представляла собой постепенно разрастающееся овальное пологое сводовое поднятие, покрытое мощными (до 1-2 км) миоценовыми щелочными лавами и туфами, главным образом офиолитами, проникавшими по зонам глубинных разломов. В среднем плиоцене извержения, в основном сосредоточились в осевой части свода. Дальнейший рост последнего в позднем плиоцене способствовал грабенообразному проседанию земной коры, сопровождаемому новым мощным извержением базальтов и трахитов, почти целиком локализованным внутри грабена.

В четвертичное время грабен еще больше углублялся и усложнялся. На его дне появились отдельные вулканы центрального типа и их сателлиты, дававшие извержение щелочных продуктов различной кислотности. В поперечных и диагональных грабенах, расположенных к востоку от рифта Грегори, в антропогене извергались менее щелочные магматические образования. В пределах Кенийского рифта щелочность эффузивов (с преобладанием натрия над калием) более резко выражена.

По поверхности верхней части вулканических образований описываемый рифт располагается в приосевой части обширного овального в плане и сравнительно пологого свода. Ширина грабена составляет несколько десятков километров, увеличиваясь к концам свода, подобно Доно-Днепровскому рифту [5]. Относительная глубина грабена не превышает 0,5-1,5 км, уменьшаясь к его концам, но по подошве "рифтового" комплекса, по мнению Е.Е. Мизановского [4] может достигать 2-3 км, вследствие заполнения грабена после основной фазы проседания вулканогенными и континентальными осадками.

Наличие в Эфиопском рифте поперечных к его оси нескольких сдвигов свидетельствует о том, что в формировании этого грабена принимали участие также незначительные горизонтальные смещения земной коры.

Много общего с описанным выше регионом имеет вулканизм Доно-Днепровского рифтогена, который наиболее полно проявился в позднем девоне. О наличии вулканитов рифейского возраста свидетельствуют лишь косвенные данные.

В рифейское время формирование Доно-Днепровского рифта происходило по схеме сводово-вулканогенных рифтовых зон кенийского типа, здесь основную роль играли выгибания земной коры выпуклостью кверху, которые способствовали формированию краевых разломов одноименного рифта и излияния магмы, сменявшиеся затем непрерывно-прерывистым опусканием коры. Горизонтальное растяжение последней, обусловленное инерционными смещениями восходящей волны относительно тяжелого подкорового субстрата и его конвективным течением, было незначительным (до первых километров) и, видимо, играло в этом процессе второстепенную роль.

Если исходить из того, что Доно-Днепровский рифтоген формировался по гипотезе рифта [6], то предположение [7, 8, 9] о раннепалеозойском или рифейском возрасте выносимых девонскими соляными стоками вулканитов может иметь логическое объяснение. Во время выгибания свода Украинско-Воронежской субгеоантиклинали и растяжения земной коры каналы глубинных разломов или грабены в пределах глубинных структур могли быть заполнены базальтовой магмой, которая впоследствии выносилась магмой девонской генерации [10].

Верхнерифейские или нижнепалеозойские от 530 до 580 млн. лет [11, 12] эффузивы (вулканические туфы, туффиты, базальты и пр.) встречены в районе сел Костополя, Изяслава, Горохова, Владимирца, Дубровицы, Старобина, Гаврильчиц, Микашевичей, городов Смилевичей, Минск, Могилева и других пунктов [16], расположенных вблизи Ровенско-Ляховичской, Шелетовско-Копыльской и Устидукско-Могилевской структур [17]. Почти повсеместно вулканиты залегают непосредственно на породах белорусской серии, представленной в верхней части конгломератовидными (с. Старобин) или крупнозернистыми (города Минск, Смилевичи) песчаниками. Последние свидетельствуют о том, что вулканизму предшествовал подъем территории и перерыв в осадконакоплении, аналогично раннему докембрию, когда гранитоидный магматизм обычно приурочивался к зонам глубинных разломов и проявлялся на фоне общего поднятия территории.

Девонские вулканические образования в коренном залегании развиты весьма широко. Вулканиты среднедевонского, видимо, старосколяского возраста, зафиксированы на севере (г. Павловск) и юге (с. Стыда) Донбасса. Они условно выделяются также на Черниговской седловине. В брусняловской скв. 2 (инт. 2749-2809 км) - это базальты, залегающие на милонитизированных гнейсах докембрийского возраста, перекрытые серыми песчано-глинистыми породами, предполо-

нительно старооскольского или более позднего возраста. В городищенской скв.500 лампрофиры сиенитового ряда (инт.1507-1530 м) и базальтовые трахиандезитовые порфириды (инт.1530-1565 м), по данным А.Д.Бритченко [15] покрываются и подстилаются черными аргиллитами со спорами среднего девона и следами контактового метаморфизма. Ксенолиты аргиллитов также встречены среди базальтов (рис.1).

Обломки вулканического стекла зафиксированы в пакульской скв.227 (инт.3082-3088 м), где они залегают на старооскольских песчано-глинистых образованиях. По данным Н.М.Фещенко, старооскольские эффузивы, представленные базальтами, встречены в монастырищенской скв.19 (инт.4562-4568 м).

Прослой туфов среди песчаников пашийско-кыновского или старооскольского возраста установлены на Пселско-Ворсклянской седловине в великобогачанской скв.7 (инт.3569-3570 м) и ромодановской скв.482 (инт.4631-4656 м).

Наличие в разрезе старооскольского горизонта Припятского прогиба пестроцветов, уменьшение мощности живецких отложений на Наровско-Ельском, Червонослободском и других выступах докембрийского фундамента [16] дает основание предполагать, что в конце среднего девона происходили восходящие движения субстрата и рифтогенез, обусловившие размыв девонских образований на бортах и приподнятых блоках Доно-Днепровского прогиба и излияние магмы в ослабленных Кальмиусско-Айдарской (г.Павловск и с.Стыла), Новомиргородско-Щорсовской (села Брусилово и Городище), Припятско-Маньчской (села Пакуль, Монастырище, Великая Богачка, Ромдан) и других разломных глубинных структурах.

Более интенсивно проявился семидукско-саргаевский вулканизм. Семидукско-саргаевские известняково-глинистые отложения мощностью до 40 м, на Пселско-Ворсклянской седловине вверх по разрезу переходят в туфогенные грубообломочные пески и песчаники, а также конгломераты с обломками основных эффузивов, гранитов, гнейсов и известняков. Белоцерковскими скважинами 232 (инт.1968-2224 м) и 231 (инт.1760-2134 м) в этой толще фиксируется до 9 прослоев покровных эффузивов мощностью от 0,05-0,1 до 10-20 метров [15].

Максимальные мощности (256-375 м) терригенно-обломочных образований располагаются восточнее Болтышско-Обоянской структуры, в зоне ее пересечения с Припятско-Маньчским разломом (белоцерковская скв.231, великобогачанская скв.7, миргородская скв.236). На Криворожско-Комаричском разломе (подгорянская скв.239, бело-

церковские скв.21, 230, 233) и на приподнятом блоке Припятско-Маничского разлома (калайдинцевские скв.7, 220, березовская скв. 234) мощность описываемых образований сокращается до 65-80 м. На Черниговской седловине эти образования отсутствуют (см. рис. I).

Тесно связанные с семилукскими вулканитами адатырские туфы, туфопесчаники и туфоаргиллиты имеющие максимальное распространение на Черниговской седловине, залегающие среди континентальных пестроцветных песчано-глинистых образований (грибоворуднянские скважины I, 3, 217, 655 и др.). При этом распространение адатырских вулканогенных образований тяготеет к продольным или поперечным глубинным разломам, особенно в зонах их пересечения. Так, на участке пересечения рифейско-девонского Барановичско-Астраханского разлома с архейско-протерозойскими Кременецко-Брянской, Тыкичско-Гомельской и Новомиргородско-Щорсовской глубинными структурами, туфопесчаники и туфоконгломераты зафиксированы, соответственно, грибоворуднянской скв.2 (инт.2443-2527 м) и репкинской скв.654 (инт.2710-2629 м). Прослой туфов и диабазов выявлены родановской скв.482 (инт.4083-4110 м) и исачковской скв.7 (инт. 4438-4489 м), расположенными в зоне Припятско-Маничского глубинного разлома.

Необходимо отметить, что в области пересечения Тыкичско-Гомельской и Новомиргородско-Щорсовской глубинных структур с Барановичско-Астраханским глубинным разломом адатырские вулканиты тесно связаны с воронежско-евлановскими. Так, по данным А.Д.Бритченко и др. [15] в брусиловской скв.4 мощная до 367 м адатырско-евлановская вулканогенная толща в инт.2441-2629 м разделена карбонатно-глинистыми отложениями воронежско-евлановского возраста, а в брусиловской скв.2, видимо, расположенной непосредственно в зоне архейско-протерозойского глубинного разлома, где вулканиты залегают на милонитизированных докембрийских гнейсах (инт.2805-2807 м), карбонатно-глинистая толща отсутствует.

Можно предположить, что в тектонически активных участках пересечения поперечных и продольных глубинных разломов происходило излияние магмы часто синхронно с осадконакоплением морских карбонатно-глинистых воронежско-евлановских отложений. Возможен также их постоседиментационный прорыв магмой. Поэтому эти участки являются перспективными для поисков залежей нефти, экранированных девонскими лакколитами. О синхронности проявления вулканизма с осадконакоплением карбонатно-глинистых пород свидетельствуют прослой туфогравелитов и туфопесчаников, залегающих среди песчано-извест-

няково-глинистых образований воронежско-евлановской толщи (грибово-руднянская скв.3, инт.1729-1736 м; скв.1, инт.1504-2525 м). Последние перекрываются базальтами и туфами (скв.1, инт.1620-2200 м) евлановского возраста.

Если проявление алатырского вулканизма происходило при восходящих движениях Доно-Днепровского рифтогена синхронно с накоплением темно-краснобурых континентальных глин, песков и алевритов, часто лишенных вулканогенного материала (Белоцерковские скважины 21, 23, 233; Тернавщинская скв.1, Березовская скв.234, Калайдинская скв.220 и др.), то воронежский вулканизм проявлялся при нисходящих движениях региона синхронно с накоплением карбонатно-глинистых пород. В процессе проявления девонского вулканизма играли существенную роль архейско-протерозойские близмеридиональные глубинные разломы, о чем свидетельствуют следующие материалы: максимальные мощности бессолевых эффузивов, по-видимому, воронежско-ливенского возраста приурочены к зоне пересечения Брусиловско-Холмечской и Кременецко-Брянской глубинных структур (см. рис.1) с Барановичско-Астраханским глубинным разломом (Вышеириовская, Борцовская и Шарпиловская площади). Если западнее этих площадей туфогенный материал фиксируется только в ливенской соленосной толще, то восточнее Кременецко-Брянской глубинной структуры туфогенные прослои встречаются среди карбонатно-глинистых пород воронежско-евлановского возраста (Грибоворуднянская скв.1, инт.2504-2525 м), общая мощность которых достигает 386 м (инт.2200-2586 м). Еще восточнее в репкинской скважине 219, расположенной на Тыкичско-Гомельской глубинной структуре, мощность эффузивных образований, видимо, алатырско-евлановского возраста увеличивается до 608 м, а мощность покрывающих эффузивы известняково-ангидритовых бессолевых образований уменьшается до 120 м. К востоку, в седневской мульде, в одноименной скв.213 (инт.3160-3200 м) зафиксирован пласт эффузивных пород типа диабазов, залегающих среди ливенской соли, мощность которой составляет 356 м. Вскрытая мощность ливенской соли также с прослоями эффузивов в ивашковской скв.1 достигает 962 м. Здесь на глубине 2300-2315 м и 3030-3065 м установлены соответственно базальты и порфириты [15].

На Новомиргородско-Щорсовской структуре в брусиловских скважинах 2 и 4 соленосные отложения размывы, а вулканогенная алатырско-евлановская толща, имеющая в скв.4 мощность 367 м, по данным А.Д.Бритченко и др., разделена карбонатно-глинистыми образова-

ыми воронежско-евлановского возраста (инт.244I-2629 м). Мощная известняково-глинистая пачка (инт.2900-2917 м) зафиксирована среди эффузивно-туфогенной толщи, вскрытой березненской скв.205 в инт.2607-3203 м.

В Холмской депрессии борковской скв.10 (инт.3396-3930 м) вскрыта мощная толща туфолов и туфоконгломератов, которые перекрыты ритмическим чередованием известняково-ангидритовых и солевых пачек (шесть ритмов). Такие же ритмы, но большей мощности вскрыты борковской скв.8 и берестовецкой скв.222, которые сопоставляются с исачковской скв.7 и ромодановской скв.482. Наличие фауны евлановского возраста в берестовецкой скв.222 (инт.2887-2892 м, У ритм) и ромодановской скв.482 (инт.3163-3168 м, Ш ритм), а также спор и пыльцы воронежского облика в подгорянской скв.239 (инт.2762-2806 м, IV ритм) дает основание предполагать, что нижние I-III ритмы можно условно сопоставлять с воронежскими карбонатно-глинистыми образованиями, вскрытыми грибоворуднянской скв.1; IV ритм соответствует в нижней части евлановским глинисто-карбонатным образованиям, а в верхней евлановским эффузивам, У и VI ритмы соответствуют, очевидно, евлановско-ливенским соленосным образованиям.

Не исключена возможность, что извергавшиеся по зонам поперечных глубинных разломов эффузивы ограничивали доступ морской воды нормальной солености и способствовали осаждению соли еще в воронежское или алатырское время. В моменты нисходящих движений региона морской водой нормальной солености частично или полностью покрывались вулканически активные Тыкичско-Гомельская и другие глубинные структуры и здесь накапливались известняково-глинисто-ангидритовые образования.

За пределами поперечно ориентированных структур и разломов в пределах локальных мульд или региональных депрессий (Холмской, Сребненской, Лютеньской и др.) происходило накопление ритмического чередования карбонатно-ангидритовых и соленосных образований. Поэтому с точки зрения осадочно-миграционного происхождения нефти, внутрисолевые карбонатно-глинистые пачки, мощность которых достигает 390 и 185 м (берестовецкая скв.222, инт.3180-3570 м, и исачковская скв.7, инт.2900-3085 м) являются перспективными для генерации и концентрации залежей нефти и газа.

В зонах докембрийских глубинных структур, особенно на участке, ограниченном Новомиргородско-Щорсовской и Брусиловско-Хол-

мечокой структурами, где мощность франских эффузивов достигает 1350 м (Грибоворуднянская скв.7, рис.1), перспективы поисков франкоких залежей нефти и газа сравнительно низкие. Определенный интерес представляют краевые участки Седневской и Холмской депрессии, где залежи нефти могут быть экранированы девонскими эффузивами, извергавшимися по зонам поперечных и продольных глубинных разломов.

Восходящие движения Доно-Днепровского рифтогена, проявлявшиеся наиболее интенсивно в ливенское время, благоприятствовали разрыву франских образований, в том числе и эффузивных, на бортах Днепровско-Донецкой впадины, а также на выступах, примыкающих со стороны осевой части впадины к Барановичско-Астраханскому и Припятско-Манычскому рифейско-девонским глубинным разломам (см.рис.1). Так, на Даничском выступе мощность франских эффузивов сокращается от 380 в грибоворуднянской скв.1 до 200 и менее метров соответственно в одноименных скв.655,5; на Брусиловском выступе мощность эффузивов в скв.2 и 4 соответственно равна 276 и 367 м, а на Комелевском выступе эффузивы совершенно отсутствуют. На Пакульско-Левитском и Миргородском выступах, примыкающим к Припятско-Манычскому разлому с севера, мощность франских эффузивов также сокращена. Она соответственно равна 170 м (Ведильцевокая скв.661) и 200 м (Миргородская скв.238).

Фаменский макроцикл геотектонического развития Днепровско-Донецкой впадины характеризовался общим погружением территории и почти повсеместно накоплением карбонатно-глинистых отложений, залегающих часто несогласно на более древних образованиях. В середине и особенно в конце задонского [10, 14] или в начале елецкого [17] времени вулканическая деятельность по зонам глубинных разломов возобновилась, главным образом на Черниговской седловине в зоне пересечения Брусиловско-Холмечской и Кременецко-Брянской структур (села Борщевка, Шарпиловка, Вышемир и др.), а также Тыкичко-Гомельской структуры с Барановичско-Астраханским разломом на севере. На вге в зоне пересечения Припятско-Манычского разлома с поперечными глубинными структурами (рис.2) начавшийся в задонское время вулканизм проявился весьма интенсивно в елецко-данково-лебедяном. Это, видимо, привело к накоплению мощных до 2700 м толщ эффузивов в зоне Тыкичко-Гомельского разлома, Леведского магнитного максимума (Ладинская скв.231, инт.1535-4140 м и пакульская скв.227, инт.1698-1973 м). Второй

очаг вулканической деятельности, видимо, обусловлен подвижками фундамента вдоль Новомиргородско-Щорсовской сбросо-сдвиговой разломной глубинной структуры (анисовская скв.207, инт.2158-4600 м; переходовская скв.1, инт.2332-4300 м). На этих глубинных структурах вулканическая деятельность, способствовавшая накоплению базальтов, трахитов, реолитов и их туфов, происходила и в лебедянское время.

Предполагают, что интенсивные проявления вулканизма проходили также в зоне пересечения Смеловско-Холможской структуры с Припятско-Манычским разломом (богдановская скв.3, инт.3598-4312 м; леляковская скв.100, инт.3740-4017 м).

Архейско-протерозойские разломы имели различную глубину заложения и по-разному влияли на состав вулканизма. О сверхглубоком заложении Брусиловско-Холмеческого, Криворожского и Кальмикско-Айдарского глубинных разломов свидетельствуют щелочно-ультраосновной, щелочно-базальтоидный тип вулканогенных формаций [18]. Тыкичско-Гомельская и Новомиргородско-Щорсовская сбросо-сдвиговые разломные глубинные структуры, по-видимому, имеют менее глубокое заложение, что косвенно подтверждается наличием вулканизов субщелочной [11] и щелочно-базальтовой магмы [19].

Наличие мощных очагов трещинной вулканической деятельности, развившейся вдоль мобильных зон Брусиловско-Холмеческой, Тыкичско-Гомельской, Новомиргородско-Щорсовской и Смеловско-Холможской разломных глубинных структур на фоне восходящих движений Дону-Днепровского рифтогена [14] способствовала обособлению лагун, ограничению доступа морской воды, повышению ее концентрации в лагунах и садке соли на Припятском, Ведильцевском, в Крапивлянском и Холмском депрессионных участках. На указанных выше поперечных глубинных структурах осаждение соли, по-видимому, не происходило (см.рис.2).

Вулканической деятельности в каменноугольном эволюционном этапе развития региона почти не было. Только в самом начале турнейского века происходило незначительное извержение, о чем свидетельствует наличие туфогенного материала в турнейском ярусе на Едской площади [16] расположенной вблизи Звиздальско-Кличевской структуры, и пласт кислых эффузивов, вскрытых Песчанокопской скважиной (инт.2590-2738 м) на Сальской структуре под сланцевой толщей с турнейско-нижневизейскими фораминиферами [20]. По данным абсолютного возраста пород [21] во время формирования донецких складок в заальскую и пфальцскую фазы складчатости вул-

каническая деятельность возобновилась. Вулканы заальской фазы представлены мончикитами, камptonитами, шонкинитами, единитами и другими породами, залегающими в виде лакколитов, штоков, даек и межпластовых образований вдоль близширотных складок (с.Амвросиевка и др.).

Андезито-базальты, андезито-дациты, трахиандезиты, образованные на границе перми и триаса, приурочены, по мнению Н.В.Бутурлинова к поперечным близмеридиональным структурам. Они встречаются в бассейне Тузлова, вблизи Миусско-Деркульской структуры; в районе г.Шахты, в бассейнах рек Неветая, Авты, Грушевки и Кадамовки (Аксайско-Калитвинская структура), а также вблизи ст.Семикаракорской и с.Висловского, расположенных на Батайско-Морозовской структуре. Выходы вулканитов предположительно юрского возраста [21] обнаружены по рекам Авте, Грушевке и Кадамовке, тяготеющим к Аксайско-Калитвинской структуре. Определен позднебабтский возраст туфогенных песчаников [22] на Орельско-Донецкой седловине в западно-Донецкой части Доно-Днепровского рифтогена. Вулканические очаги, по данным Б.П.Стерлина [23], О.Д.Билька и др. [24], вскрываются в районе Каменки, Подвысокого и других пунктов [10], располагавшихся вдоль Томаковско-Купянской глубинной структуры. Досреднеюрские (160-177 млн.лет) вулканы [9] найдены в Болтышском и Оболоньском грабенах, приуроченных к Болтышско-Оболоньской структуре, и в Ротмистровском грабене на Смеловско-Холмской глубинной структуре. Под палеонтологически охарактеризованными породами байоса [20] встречается дайка фельзитов и других пород на Приозерной, Голубинской и Арзирской площадях. На Ипатьевском и Висловском участках [25], расположенных, соответственно, вблизи Волгоградско-Ставропольской и Батайско-Морозовской структур, встречены килы эффузивных пород типа дацитов с абсолютным возрастом на первой площади 116-124, а на второй - 136 млн.лет, что соответствует апту и валанжину [26].

В Краснодарском р-не, вблизи Миусско-Деркульской структуры, обнаружена дайка базальтов, обогащенных щелочными металлами и железом, абсолютный возраст которых 80 млн.лет, т.е. внедрение дайки происходило в ларамийскую фазу складчатости [27]. В.О.Красенинникова в 1958 г. обнаружила в бучакоких углях с.Васильевки, на р.Крынке, вблизи Миусско-Деркульской структуры обломки вулканического туфа. Туфы известны в нижнесарматских отложениях с.Бондаренков по р.Сбручу в четвертичных суглинках на реках Айдаре,

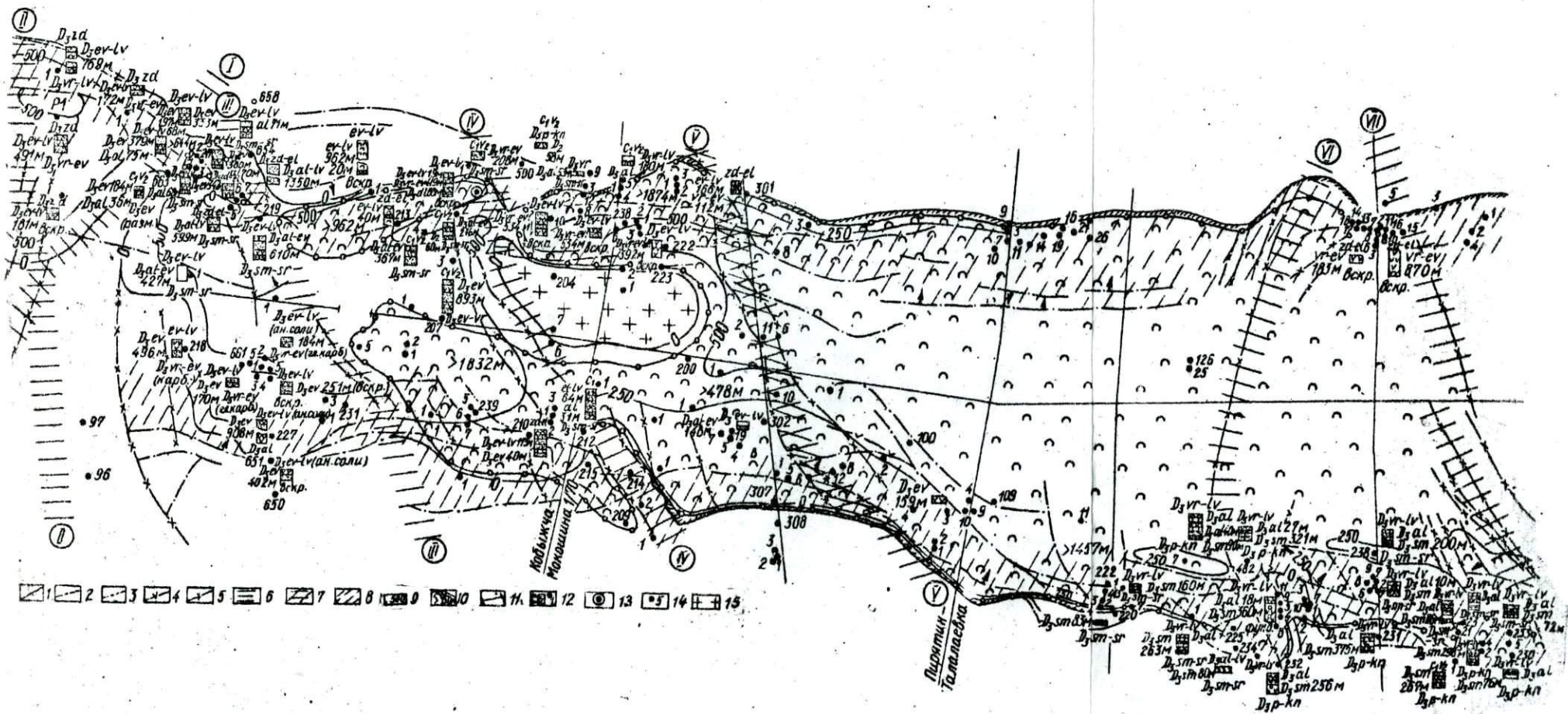


Рис.1. Схема распространения франкских вулканитов северо-западной части Днепро-Донецкой впадины. Масштаб 1:200 000. (Составили В.К.Гавриш и Л.И.Рябчун):  
 I - нарушения в докембрийском фундаменте, свыше 1000 м; 2 - нарушения, простирания которых совпадают с ориентировкой краевых глубинных разломов (по данным М.В.Чирвиной и др., 1971 г.); 3 - то же, по данным В.К.Гавриша; 4 - то же, по данным В.Г.Харитоновой и др.; 5 - разрывы в докембрийском фундаменте, простирания которых совпадают с ориентировкой докембрийских ушибных структур; 6 - глубинные структуры: I-I - Кременецко-Брянская; II-II - Брусиловско-Холмечская; III-III - Тыкичско-Гомельская; IV-IV - Новомиргородско-Шорсовская; V-V - Болтышско-Обоянская; 7 - глубинные разломы; У-У - Смеловско-Коллский; УШ-УШ - Криворожско-Комаричский; 8 - зоны северного (Барановичско-Астраханского) и южного (Припятско-Маньчского) глубинных разломов; 9 - изоплахты эффузивных образований; 10 - контур распространения франкских соленосных отложений (цифры показывают максимальные мощности, пройденные скважинами); 11 - сейсмические профили; 12 - номер скважины, вскрывшей франкские вулканиты (цифрами показана мощность и соответствующий индекс); 13 - скважины, не вскрывшие франкские эффузивы; 14 - докембрийский фундамент в пределах Кошелёвского выступа.



Деркуле, Красной, Лагунке, Крынке, Миусе и другим, тяготея к близмеридиональным глубинным структурам. В 1935 г. А.Я.Дубинский отмечал, что, по мнению В.М.Лодочникова, вулканический пепел из четвертичных отложений г.Павловока, расположенного на Миусско-Деркульской глубинной структуре, извергался из очага, находящегося недалеко от места заложения самого туффита.

Таким образом, приведенный выше материал свидетельствует о тесной связи рифтообразования с вулканизмом. В Доно-Днепровском и других рифтогенах вулканические или магматические образования встречаются в породах различного возраста. Здесь развит как интрузивный, так и эффузивный магматизм. Таким образом, в Доно-Днепровском рифтогене широко развит эффузивный магматизм поздне-рифейского (вольнского) и девонского (старооскольское, алатырское, воронежское, ливенское, задонское, елецко-данковское) возраста, а в Кенийском и других рифтогенах — третичного, четвертичного и современного возраста; интрузивные вулканы уверенно выделяются только среди пород осадочной толщи карбона Донецкого складчатого сооружения. Внедрение магмы, видимо, происходило во время образования донецких окладок. Оно обусловлено инверсией геотектонического режима, т.е. подъемом подкорового субстрата во время рифтогенеза. Однако приуроченность интрузий к поперечным глубинным разломам свидетельствует о том, что разломы также играли немаловажную роль в формировании вулканитов. По данным абсолютной геохронологии и геологических материалов, проникновение интрузий в каменноугольную толщу предполагается в конце ранней перми, в предтриасовое время, в конце ранней юры, позднего башкира и позднего мела, т.е. оно совпадало с общими подъемами рассматриваемой территории при рифтогенезе; накопление эффузивов происходило в континентальных, реже подводных условиях, но как правило, в конце отдельных циклов и эпох геотектонического развития, связанных с восходящими движениями подкорового субстрата или горизонтальным растяжением земной коры; эффузивный магматизм хотя и хорошо развит, но концентрировался вдоль глубинных разломов, часто имеющих сбросо-сдвиговой характер развития. В трещинах и нектках этих разломов извержение происходило длительное время, охватывая несколько циклов геотектонического развития. Вдали от последних вулканогенный материал или вовсе не наблюдается или установлен в незначительном количестве в виде туфов и туффитов; в Доно-Днепровском рифтогене интенсивность вулканических прояв-

лений со временем затухала, развиваясь более длительно вблизи среднеазиатской палеозойской геосинклинальной области [28].

### Л и т е р а т у р а

1. Гавриш В.К. Геол. журн., том XXXIII, вып.3. К., 1973.
2. Субботин С.И. и др. Мантия Земли и тектогенез. К., "Наукова думка", 1968.
3. Ушаков С.А. и др. Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., 1969.
4. Милановский Е.Е. Вестн. Моск. ун-та, 1970, вып.2.
5. Лучицкий И.В. и др. Геотектоника. М., "Недра", 1967.
6. Гавриш В.К. Метод палеоструктурно-геологического анализа, "Наукова думка", 1965.
7. Усенко И.С. и др. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, в 2.
8. Усенко И.С. та ін. Геол. журн. АН УРСР, 1964, т.24, вып.2.
9. Семененко Н.П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. Изд-во АН УССР, 1964.
10. Гавриш В.К. Глубинные структуры (разломы) и методика их изучения. К., "Наукова думка", 1969.
11. Бернадская Л.Г. Вулканические породы ДДВ. К., Изд-во АН УССР, 1961.
12. Савченко Н.А., Котловская Ф.И., Бартицкий Е.Н. Абсолютный возраст горных пород Припятского вала и прилегающих участков. В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. М., "Наука", 1967.
13. Махнач А.С. и др. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтегазоносностью. М., "Наука и техника", 1966.
14. Гавриш В.К. Геол. журн., 1970, т. XXX, вып.2.
15. Проблемы промышленной нефтегазоносности девона ДДВ, К., "Наукова думка", 1973.
16. Голубцов В.К. и др. К стратиграфии девонских подсолевых отложений Припятского прогиба. - В кн.: Геология и гидрогеология Припятского прогиба. Изд-во АН БССР, 1963.
17. Корзун В.П. и др. ДАН СССР, 1973, т.208, вып.2.
18. Гоньшакова В.И., Корзун В.П. - В кн.: Кора и верхняя мантия. М., "Наука", 1968.
19. Афанасьев Г.Д. и др. Изв. АН СССР, сер. геол., в 8, 1965.
20. Дубинский А.Я. Новые данные по тектонике восточной части Большого Донбасса. М., Гостеолиздат, 1956.
21. Куликовский В.К. и др. - В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М., 1963.
22. Усенко И.С. и др. ДАН СССР, 1952, 95, 409-411.
23. Стерлин Б.П. ДАН СССР, 1954, 97, 5.
24. Билик О.Д. и др. Фауны и палеогеография врских отложений Восточно-Украинского газоносного бассейна. Изд-во ХГУ, 1960.
25. Мирчинк М.Ф. - В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их месторождения. М., "Недра", 1972.
26. Балуховский Н.Ф. Геологические циклы. "Наукова думка", 1966.
27. Дулид В.А. и др. ДАН СССР, 1967, 177, вып.2.

И.В.Галицкий

Трест "Полтаванефтегазразведка" МГ УССР, Полтава

СВЯЗЬ ДЕВОНСКОГО ВУЛКАНИЗМА

С ТЕКТОНИКОЙ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО АВЛАКОГЕНА

Вулканогенные образования, встреченные скважинами от восточной границы Припятского прогиба до северо-западных окраин Донбасса, являются неотъемлемой частью девонских отложений. В связи с этим полное описание тектонического развития Днепровско-Донецкого авлакогена в девоне невозможно без учета процессов вулканизма. Изучение девонского вулканизма дает ключ к пониманию общих геоструктурных закономерностей строения региона, разломно-блоковой тектоники и влияния геосинклиналей, обрамляющих Восточно-Европейскую платформу, на тектоническое развитие авлакогена в девоне. Ввиду разновозрастности сходных по составу серий вулканических пород и закономерной сопряженности естественных ассоциаций таких пород с определенными структурными элементами региона, представляется, что наиболее эффективным для изучения связей вулканизма с тектоникой является применение формационного анализа.

Щелочно-ультраосновная (ШУ), щелочно-базальтоидная (ШБ) формация, выделенная в Донбассе [1] и на северо-западе региона [2, 3], в настоящее время также известна в средней части авлакогена [4]. В петрохимическом отношении породы формации сходны с вулканогенными образованиями Маймеча-Котуйского района Сибирской платформы, что послужило основой для прогнозирования кимберлитов [1, 4, 5] и вывода о возможном присутствии центральных интрузий ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами [4]. В пользу последнего свидетельствует и сходство ШБ-формации с карбонатитовыми комплексами Восточной Африки [6]. Выявление щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтоидных пород указывает на вероятную алмазность региона, о чем свидетельствуют находки алмазов в песчано-конгломератовых отложениях карбона Донбасса [7]. Возможно также развитие редкометальной минерализации в связи с предполагаемыми карбонатитовыми комплексами.

В Донбассе и средней части авлакогена ШБ-формация ассоциирует с наземной красноцветной терригенной формацией, а на северо-западе региона - с доманиково-соленосной.

По простиранию региона возраст ШБ-формации изменяется (рис. 1). С течением времени щелочно-ультраосновный и щелочно-базальтоидный вулканизм скачкообразно перемещался с юго-востока на северо-запад.

В структурном отношении ШБ-формация приурочена к поперечным клиновидным выступам фундамента, являющимся продолжением нижепротерозойских синклинирных зон [8]. Основные черты тектоники и развития в девоне таких поперечных структур рассмотрены на примере Белоцерковского выступа, хорошо изученного сейсморазведкой и бурением (рис. 2). По девону Белоцерковская структура в поперечном сечении имеет близкое к симметричному грабено-горстовое строение. На палеотектоническом профиле к середине алатырского времени наиболее опущенным является грабен в центре Белоцерковской структуры, шириной около 12 км, с наибольшей (до 500 м) мощностью алатырско-семилуцких вулканогенных образований, в состав которых входят покровы щелочно-ультраосновных пород и щелочных базальтоидов. В периферических частях Белоцерковской структуры мощность вулканогенно-осадочной толщи уменьшается до нескольких десятков метров, главным образом, за счет семилуцких отложений. К началу карбона (рис. 2, б) строение Белоцерковской структуры существенно изменилось. Наибольший разрыв зафиксирован в центральном блоке, т.е. семилуцкий грабен воздымался наиболее активно. На склонах выступа от разрыва сохранились нижнефаменские и соленосные верхнефранские отложения. Белоцерковская структура по девону сходна с рифтом. Первоначально, в предсемилуцкое время центральная часть Белоцерковской структуры была приподнята, о чем свидетельствует разрыв верхнешигровских отложений (скв. 231). После этого поднятия в семилуцкое время центральный блок погружился по субмеридиональным разломам. Это погружение сопровождалось щелочно-ультраосновным и щелочно-базальтоидным вулканизмом, генетически связанным с поперечной докаменноугольной рифтовой структурой.

По аналогии с Белоцерковским выступом, можно предполагать, что и другие участки распространения щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтоидных пород, характеризующиеся приподнятым залеганием фундамента и грабено-горстовым строением [9] (Покрово-Киреевская структура, Брагинско-Лоевский выступ), в период вулканизма представляли собой поперечные рифтовые структуры. Вывод о сходстве тектоники участков развития ШБ-формации подтверждается



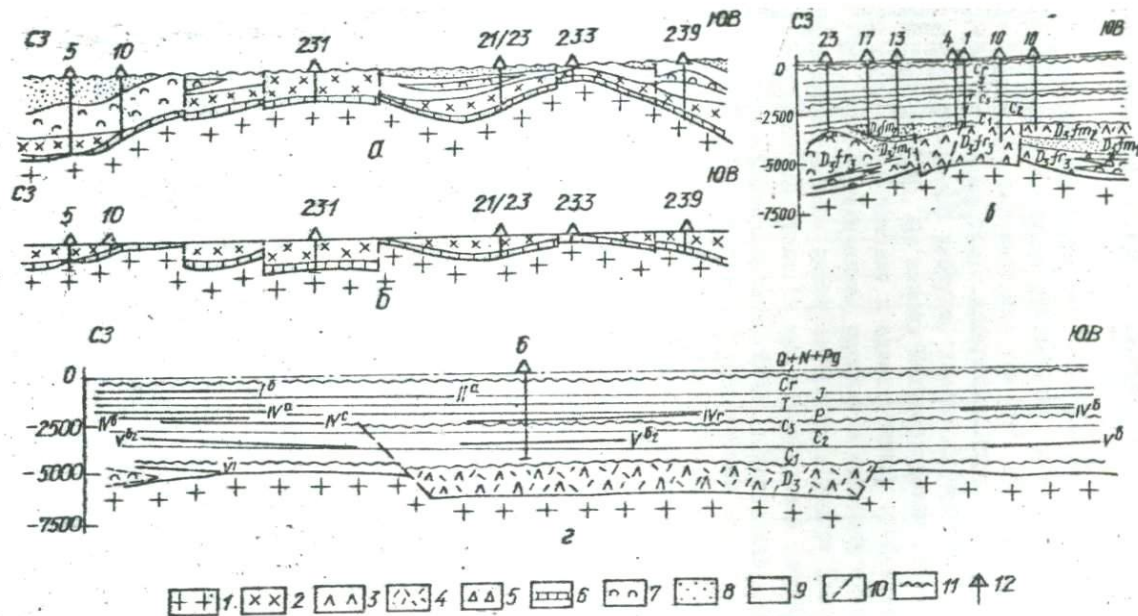


Рис.2. Поперечные рифтовые структуры в Днепровско-Донецком авлакогене. Белоцерковская: а - к началу карбона; б - к середине алатуйского времени (масштаб - горизонтальный 1:500000, вертикальный - 1:100000. При построении использован профиль КМДВ Ясдуновка-Новые Санжары в Новотроицкая; г - Анастасьевская (фрагмент сейсмогеологического профиля Украинское-Гадяч): 1 - кристаллический фундамент; 2 - алатуйско-семилукская щелочно-ультраосновная, щелочно-базальтоидная формация; 3 - базальты; 4 - туфы; 5 - брекчия; 6 - нижнедевонские преимущественно карбонатные породы; 7 - каменная соль; 8 - нижнедевонские терригенные отложения; 9 - разрывные горизонты; 10 - тектонические нарушения; 11 - перерывы; 12 - скважины.

общими структурно-тектоническими закономерностями проявления щелочно-ультраосновного и щелочно-базальтоидного вулканизма в регионе. Все наиболее значительные проявления такого вулканизма сопряжены с поперечными к простиранию авлакогена глубинными разломами докембрийского заложения [4, 9, 10, 11]. Из этого следует, что линии щелочно-ультраосновного и щелочно-базальтоидного вулканизма пересекают авлакоген. В средней части его к поперечной зоне приурочены Мальцевский (на Белоцерковской структуре), Лтеньский и Новотроицкий магнитные максимумы. В строении девона поперечные глубинные структуры проявляются в виде рифтов. Белоцерковский рифт по линии субмеридионального Криворожско-Кременчугского разлома продолжается до Новотроицкого выступа, где скважинами под карбоном, над мощной толщей базальтов вскрыты сильно измененные лейцитовые фonoлиты с нозеаном и габином. Мощность фonoлитовых пород, условно относимых к верхнему фазу, не превышает здесь 20 м. Таким образом, намечается единая поперечная, по-видимому, рифтовая структура по линии Белоцерковка-Новотроицкое, одной из характерных особенностей которой является образование лейцитовых пород. Структурно-тектонические особенности проявления щелочно-ультраосновного и щелочно-базальтоидного вулканизма однозначно свидетельствуют о его связи с субмеридиональными раннепротерозойскими глубинными разломами, активизировавшимися в герцинском цикле при заложении Днепровско-Донецкого авлакогена.

Диабазовая формация. Диабазы, детально изученные Л.Г.Бернадской [12], давно известны в кепроках девонских соляных диапиров. Глубокое бурение последних лет показывает, что диабазы образуют sillы в циклически построенной верхнефранской галогенной формации. В некоторых случаях сейсмические отражающие горизонты, по-видимому, приурочены к поверхности sillов (Исачковская площадь).

Условия залегания и метаморфизм верхнефранских отложений на контакте с диабазами (Северо-Калайдинцевская, Исачковская площади, [12]; Машевская площадь [6]) указывает, что возраст большинства диабазов позднефранский. Определение верхнего предела возраста одной из фаз внедрения базальтовой магмы впервые стало возможным на Ромодановской площади. В скв.482, где фиксируется разрыв нескольких сот метров алатырских отложений, под предворонежской поверхностью несогласия вскрыт сильно измененный диабаз. Вторичные изменения объясняются обнажением диабазового sillа предворонежским разрывом и последующим выветриванием. В данном слу-

чае это указывает на воронежский возраст диабазов. Главная масса диабазов обычно сосредоточена в соленосных воронежско-евлановских отложениях, что свидетельствует о многофазности интрузий, а основную фазу внедрения базальтовой магмы датирует воронежско-евлановским временем.

По данным А.Д.Бритченко, диабазы также встречены в фаменской соленосной толще [13], т.е. как и для ШБ-формации, происходит омоложение возраста диабазов в северо-западном направлении (см.рис.1).

Широкое региональное распространение диабазов определяется сопряженностью внедрений базальтовой магмы с верхнефранским авлакогенным этапом, основной чертой которого было накопление мощной галогенной формации. Парагенетическая связь диабазов и соленосных толщ с образованием диабазо-соленосной ассоциации может быть выражена количественно. Устанавливается, что присутствие диабазов вероятно в тех случаях, когда мощность соленосных отложений (аматырский и воронежско-евлановский горизонты) превышает критическую величину равную 650 м. Из такой зависимости следует, что распространение диабазов должно быть связано с зонами наиболее мощного соленакпления, ставшими впоследствии ареной интенсивного соляного тектогенеза.

В структурном отношении в регионе намечаются две области распространения диабазо-соленосной ассоциации (рис.1) с границей по линии Белоцерковка-Новотроицкое (Криворожско-Кременчугский глубинный разлом). Юго-восточнее этой поперечной зоны диабазо-соленосная ассоциация занимает опущенный ромбовидный блок в центральной части авлакогена. В северо-западной половине региона мощные толщи соли с силлами диабазов локализованы в краевых грабенах. В целом распространение диабазо-соленосной ассоциации подчинено общему субширотно-северо-западному простиранию авлакогена. Очевидно, в образовании диабазов главная роль принадлежала разломам такого же простирания. Широкое площадное распространение диабазов свидетельствует о множественности извержений трещинного типа, обычно приуроченных к областям опусканий.

Щелочная оливин-базальтовая (трахибазальтовая) формация [5, 14] распространена, главным образом, в северо-западной половине региона (рис.1). Она образует мощные (свыше 2000 м) эффузивно-пирокластические толщи нередко весьма пестрого состава - от щелочных базальтов до кварцевых порфиров.

Возраст трахибазальтовой формации изменяется по простиранию региона от среднедевонско-нижнефранского в Донбассе - до верхнефаменского на Черниговском выступе.

Трахибазальтовая формация парагенетически связана с терригенными формациями, преимущественно, фаменского яруса и реже с верхнефранской субдоманиковой формацией.

По структурно-тектоническим признакам можно выделить вулканогенные образования срединных блоков (Черниговский и Сребненский блоки), приравломных зон (например, Мокрая Волноваха) и поперечных выступов. Эти подразделения можно рассматривать как две субформации трахибазальтовой формации.

Субформация срединных блоков представлена мощными эффузивно-пирокластическими толщами, занимающими наибольшие площади. Блоки, в частности Сребненский, имеет ромбовидную форму [6]. Возможно, фаменские эффузивы [13], встреченные на Леляковской и Гнединцевской площадях, связаны с западной тектонической границей Сребненского блока. В центре этого блока в фаменских отложениях распространены туфы андезитов и базальтов (Глинско-Розбишевская площадь, данные Э.Г.Волошиной [13]. В пределах Черниговского блока фаменские эффузивно-туфогенные толщи мощностью более 2000 м занимает площадь около 3000 км<sup>2</sup>.

Субформация поперечных выступов (Новотроицкого, Талалаевского) относится преимущественно к верхнему франу. В отличие от субформации срединных блоков, слабо дифференцирована (главным образом, базальты с дайками диабазов) и характеризуется резко подчиненным содержанием пирокластических образований. По существу, субформация представлена сплошными толщами базальтов, локализованных в пределах поперечных выступов.

На Новотроицкой площади (рис.2, в) в центральном блоке под нижним карбоном вскрыта толща базальтов мощностью около 800 м, для которых характерно повышенное содержание щелочей [13], на склонах Новотроицкого выступа под каменноугольной поверхностью над эффузивами появляются нижнефаменские (данные Р.М.Пистрак), а затем и верхнефаменские отложения (скв.17, определение Л.П.Двeри). Материалы КМПВ и бурения позволяют предположить, что центральный блок опущен, а верхнефранские эффузивы достигают здесь наибольшей мощности. В предкаменноугольное время эта центральная часть Новотроицкой структуры активно воздымалась. По своему строению и тектоническому развитию в девоне Новотроицкий выступ

сходен с Белоцерковским и представляет собой поперечную к простиранию авлакогена погребенную рифтовую структуру.

В северной прибортовой зоне с Новотроицкой структурой сходны Талалаевский (в центральной части которого в последнее время вскрыты эффузивы), Берестовский, Груньский, Высокопольский и другие выступы. Они, по-видимому, также осложнены грабенами - рифтами, выполненными мощными толщами эффузивов. На склонах выступов распространены соленосные отложения (Афанасьевская и Стягайловская солянокупольные структуры - Берестовский выступ; Качановское и Рыбальское поднятия, примыкающие к Груньскому выступу). В связи с этим склоны выступов по девону перспективны в нефтегазоносном отношении.

Поперечные рифтовые структуры, погребенные под нижним карбоном, характерны не только для прибортовых зон, но и для глубоко погруженной центральной части авлакогена (рис. 2, г). По данным сейсморазведки ширина рифтового грабена по профилю - 23 км, амплитуда погружения фундамента примерно 1,5 км. Рифт заполнен трахибазальтовой формацией. Эти данные позволяют предполагать существование докаменноугольных поперечных рифтовых структур, пересекающих весь авлакоген. Ввиду сопряженности Белоцерковского и Новотроицкого рифтов с Криворожско-Кременчугским глубинным разломом, вероятно развитие в этой зоне сквозной субмеридиональной рифтовой структуры, для которой характерны лейцитовые породы; аналогичную историю геологического развития имела в девоне и Брагинско-Лоевская поперечная структура.

Основные свойства вулканогенных формаций приведены в таблице.

Из сравнения свойств вулканогенных формаций следует их самостоятельность, которая определяется не только составом и строением, но и структурно-тектоническими признаками. Пространственная и временная обособленность ШБ-формации Белоцерковского выступа от трахибазальтовой формации подтверждают выводы о первичности щелочно-ультраосновной магмы [15] и самостоятельности ШБ-формации в регионе [5, 6], включая и Брагинско-Лоевскую структуру.

Для девонского вулканизма характерны необратимость и цикличность. Необратимость выражается в направленном изменении состава магматических пород, в увеличении мощности вулканогенных образований во времени, в смещении наиболее мощных вулканогенных толщ в северо-западную часть региона. На этом фоне наблюдаются элементы повторяемости, обуславливающие цикличность вулканогенно-

Структурно-тектоническая позиция вулканогенных формаций ДДВ

Вулканогенная формация	Возраст	Осадочная формация, ассоциирующая с вулканогенной	Формы залегания, строение вулканогенных образований	Структурно-тектоническое положение	Преобладающее простираание магмовыводящих разломов
Щелочно-ультраосновная, щелочно-базальтоидная	$D_2 - D_3 sc^1$ $D_{3sm} - D_3 al$ $D_{3fr_3} - D_{3fm}$	Наземная Красноцветная Терригенная Доманиково-соленосная	Покровы, субвулканические образования, вулканокласты	Преимущественно выступы фундамента, погребенные девонские рифты в зонах протерозойских глубинных разломов	Субмеридиональное
Диабазовая	$D_{3fr_1} - D_{3fm}$ Преобладает $D_{3fr_3}$	Соленосная	Силлы, дайки	Грабенообразные соленосные депрессии	Субширотное - северо-западное
Трахибазальтовая	$D_2 - D_3 sc^1$  $D_{3fr_3}$ $D_{3fm}$	Наземная терригенная  Субдоманиковая Морская и наземная терригенная	Покровы и вулканокласты	Срединные блоки, горсты, приразломные грабены, погребенные рифтовые структуры	Субширотное, северо-западное. Участки пересечения субмеридиональных и субширотных разломов

осадочного процесса. Выделяется пять основных этапов (циклов), примерно соответствующих подъярусам (рис. I). Характерно сходство нижне-среднефранского, задонско-елецкого и данково-лебедянского циклов, выражающееся в образовании щелочных эффузивно-вулканокластических толщ и в преобладании парагенеза вулканогенных и терригенных формаций. Этим этапам развития свойственна активизация наиболее глубинных субмеридиональных разломов раннепротерозойского заложения, образование поперечных рифтов, приуроченность наиболее интенсивного вулканизма к субмеридиональным рифтовым структурам и к участкам пересечения поперечных разломов с авлакогенными.

Для верхнефранского и елецко-лебедянского циклов характерны сиалы толеитового состава, приуроченные к областям опусканий-соленосным грабенообразным депрессиям. Таким образом, намечается отчетливое чередование этапов наиболее глубинного щелочного вулканизма, сопряженного, главным образом, с поперечными субмеридиональными разломами и этапов менее глубинного толеитового магматизма, связанного с многочисленными разрывами субширотно-северо-западного простирания. При попарном сочетании этапов щелочного и толеитового вулканизма образуются более крупные циклы примерно соответствующие франскому и фаменскому ярусам.

Данные о формационной принадлежности вулканогенных образований неоднократно привлекались к решению вопроса о тектонической природе региона. Эти данные свидетельствуют о платформенном характере девонского вулканизма, свойственного грабенам и рифтам [5, 14, 16]. Изучение структурных позиций девонского вулканизма указывает на существование двух систем рифтов. Одна из них соответствует Припятско-Днепровско-Донецкому грабену [17], другая - поперечным рифтовым структурам субмеридионального простирания, приуроченным к более глубинным разломам докембрийского заложения. С субмеридиональной системой рифтов связан наиболее глубинный щелочно-ультраосновной вулканизм.

Существенными для понимания тектонической природы региона являются данные о пространственно-временном положении вулканогенных формаций (см. рис. I). Для всех формаций наблюдается омоложение их возраста по простиранию региона с юго-востока на северо-запад. Это смещение более молодого вулканизма в северо-западном направлении подтверждает представления Р.М. Пиотрак о заложении авлакогена в этом же направлении; такая направленность определяется воздействием герцинской геосинклинальной области. В

этом же направлении от геосинклинали к платформе происходила миграция щелочного вулканизма. В авлакогене такое явление характерно для девонских осадочных формаций. Эти формации по своему составу и распространению мощностей, а также осадочно-вулканогенные ассоциации в целом обнаруживают сходство с формациями краевых прогибов. Наряду с миграцией вулканизма по простиранию региона, наблюдается смещение вулканизма вкост авлакогена с юга на север.

Таким образом, формационная принадлежность девонских вулканогенных образований свидетельствует о платформенной, рифтовой природе региона. Однако миграция вулканизма по простиранию и вкост региона обусловлена воздействием геосинклинальной области. Очевидно, девонский вулканизм вызван тектоническими движениями в герцинской геосинклинали, обрамляющей юго-запад Восточно-Европейской платформы.

#### Л и т е р а т у р а

1. Гоньшакова В.И., Бойчук М.Д., Бутурлинов Н.В., Стремовский А.М., Орченко В.Ф. Проявление щелочно-ультраосновного - щелочно-базальтоидного магматизма в зоне сочленения прогиба Большого Донбасса с Украинским щитом. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 9.
2. Афанасьев Г.Д., Гоньшакова В.И., Корзун В.П. Об абсолютном возрасте некоторых верхнедевонских щелочно-ультраосновных Русской платформы и Северного Кавказа. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 8.
3. Корзун В.П. О верхнедевонских вулканогенных образованиях северо-востока Припятской впадины. - В сб.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, "Наука и техника", 1970.
4. Волошине З.Г., Галицкий И.В., Пистрак Р.М. О возрасте и структурном положении щелочно-ультраосновных, щелочно-базальтоидных пород в Днепровско-Донецком авлакогене. - ДАН СССР, сер. геол. т. 200, № 1.
5. Гладких В.С. К петрологии верхнедевонских вулканогенных пород Припятского и Днепровского грабенев. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1972, т. XLV (6).
6. Галицкий И.В. Некоторые особенности строения и истории развития солянокупольных структур юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. - Геол. журн., 1963, т. 23, вып. 3.
7. Семеновко Н.П., Кирикилица С.И., Латыш И.К., Левенштейн М.Л., Стрекозов Н.Ф., Терерик П.И. Золото и алмазы в песчано-конгломератных отложениях карбона Донбасса. - ДАН УССР, 1973, № 11.
8. Галицкий И.В., Пистрак Р.М. Роль ромбовидных блоковых полей в тектонике Днепровско-Донецкой впадины. - ДАН СССР, сер. геол., 1969, т. 187, № 2.
9. Древин А.Я., Зарицкий А.И., Царовский И.Д. О строении юго-восточной краевой части Украинского кристаллического щита (Покрово-Киреевская структура). - Советская геология, 1960, № 10.
10. Аизберг Р.Е., Синичка А.М. Разрывные дислокации запада Русской плиты (в пределах Белоруссии). - Советская геология, 1971, № 12.

11. Корвун В.П., Махнач А.О. Верхнедевонский щелочной вулканизм впадины Русской платформы и причины его проявления. - ДАН СССР, 1973, т.208, № 2.
12. Бернадская Л.Г. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины. К., 1961.
13. Проблема промышленной нефтегазоносности девона Днепровско-Донецкой впадины. Изд-во "Техніка" К., 1973.
14. Лебединский В.И. Магматические формации Припятско-Днепровско-Донецкого грабенообразного прогиба. - ДАН СССР, 1967, т.174, № 3.
15. Шейнманн Д.М. Очерки глубинной геологии (о связи тектоники с возникновением магм). М., "Наука", 1968.
16. Ляшкевич Э.М. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины - образования древней рифтовой зоны. - ДАН СССР, 1975, т.214, № 4.
17. Гавриш В.К. Роль глубинных разломов в формировании структур Днепровско-Донецкой впадины (рифтогена). - Геол. журн., 1965, т.25, вып.6.

УДК 551.2421; 553.981/2.042

В.С.Беляев, А.Д.Бритченко, С.В.Ткачишин, Ф.Ф.Хмель  
Трест "Черниговнефтегазразведка" МГ УССР, Чернигов

#### ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДЕВОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ НЕФТИ И ГАЗА

В девонских отложениях северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины (междуречье Днепра - Сулы) широко распространены вулканогенные образования. В практике известны случаи приуроченности залежей нефти и газа к подобным образованиям.

Существует, однако, и другое мнение [2] о неблагоприятном влиянии вулканогенных внедрений на органическое вещество вмещающих пород, а также на формирование и размещение залежей углеводородов.

По данным восьмидесяти скважин глубокого бурения установлено, что вулканиды присутствуют здесь почти во всех литолого-стратиграфических подразделениях сводного девонского разреза [3]. Последний, как известно, сложен эйфельскими и хиветскими отложениями ореднего отдела, а также франскими и фаменскими отложениями верхнего отдела девонской системы. В практике нефтегазо-поисковых работ девонский разрез расчленяется на подошлевой, нижний соленосный, межсолевой, верхний соленосный и надсолевой литолого-стратиграфические комплексы [4].

Вулканогенные образования в девонском разрезе приурочены к двум основным стратиграфическим уровням: верхнефранскому подъярису (алатырскому, воронежскому, евлановскому горизонтам) подо-

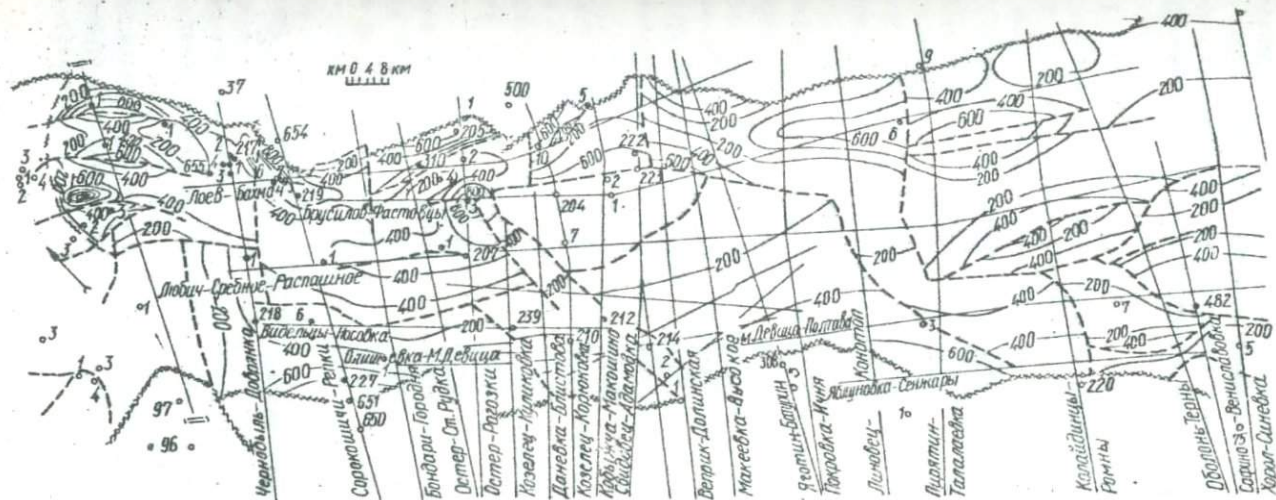


Рис. I. Схематическая карта изобат верхнефранской эффузивно-туфогенной толщи девона северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины (Составили: Бритченко А.Д., Коржик В.И., Фещенко Н.М., Хмель Ф.Ф.)  
 1 - скважины вскрывшие эффузивно-туфогенные породы полностью; 2 - скважины, вскрывшие эффузивно-туфогенные породы частично; 3 - скважины, в которых данные породы отсутствуют; 4 - региональные сейсмические профили; 5 - разломы глубинного заложения; 6 - разломы глубокого заложения.

левого комплекса и верхнефаменскому подъярусу (лебединско-данковскому горизонтам) надсолевого комплекса. Эти фазы девонского вулканизма привели к формированию значительных по мощностям подсолевой верхнефранской и надсолевой верхнефаменной эффузивно-туфогенных девонских толщ (рис.1).

Т а б л и ц а I

Площадь	Скважина	Глубина, м		Мощность, м
		от	до	
Грибоворуднянская	I	1822	2200	378
—"	2	2018	2216	198-
—"	3	1360	1703	342
—"	4	1491	1670	379
—"	6	2171	3005	834
—"	7	2051	3341	1290
—"	217	1918	2271	353
—"	655	901	1085	184-
Репкинская	I	1720	2388	668-
—"	219	1962	2572	610
Седневская	310	3905	3845	540
Березинская	I	1702	1910	208-
—"	205	2696	3115	419-
Брусилоская	2	2360	2636	276-
—"	4	2341	2441	100-
Борковская	8	3961	4141	180-
—"	10	3396	3930	534-
Максаковская	5	1986	2179	193-
Берестовецкая	202	4310	4702	392-
Талалаевская	6	3790	4326	536-
—"	7	4270	4523	253-
Черниговская опорная	I	2098	2525	427
Гуньковская	218	1312	1808	496
Ведельцевская	6	3670	4004	334-
Пакульская	227	2120	3028	908
С.Репки	651	1605	2007	402-
Олишевская	239	3815	3843	28-
Мринская	212	4065	4093	28
Монастырищенская	19	4353	4473	120
Богдановская	3	4520	4807	287-
Шуровская	4	3864	4034	170-

П р и м е ч а н и е. Неполая мощность: вскрытая часть разреза, сокращенная вследствие нарушения, сокращенная разрывом.

Проявления вулканизма отмечаются и в другие отрезки времени девонской эпохи, но они не получили в разрезе, за редким исключением, существенного отражения.

Основные фазы девонского вулканизма отвечают двум различным тектоническим этапам формирования впадины. Это нашло свое отражение в вещественном составе, геологическом строении, простран-

венном распространении вышеуказанных вулканогенных толщ и оценке их роли в связи с поисками нефти и газа на данной территории.

Информативные сведения об основных разрезах подошлевой верхнефранской эффузивно-туфогенной толщи по скважинам, глубинам залегания и мощности помещены в табл. I.

Для верхнефранской эффузивно-туфогенной толщи характерен преимущественно основной состав слугарских пород. Это, в основном, базальты и андезито-базальты, иногда альбитофиры и спилиты, а также туфогенные производные этих пород. В низах разреза часто отмечаются отклонения состава в сторону трахитов, трахиандезитов и трахибазальтов. В основном окраска пород темнозеленая или черная, но в нижней и верхней частях разреза толщи, где преобладают туфы и туффиты, а иногда туфопесчаники и даже туфокогнеломераты, появляются буро-коричневые разности. Основная часть базальтов приурочена к средней (вероятно воронежской) наиболее значительной по мощности части разреза толщи. Зафиксировано наличие разностей с шаровой отдельностью и интенсивная спилитизация, свидетельствующих о подводности излияний. Здесь же встречаются и пласты гравийных литокластических базальтовых туфов и туффитов с белым шпатоидным кальцитовым, отчасти халцедоновым пемментом. Эти породы могут быть коллекторами для нефти и газа.

Верхнефаменская эффузивно-туфогенная толща надсолевого комплекса имеет свои специфические особенности и в значительной мере отличается от верхнефранской по вещественному составу, пространственному распространению и коллекторским свойствам слугарских пород (табл. 2).

Характерной особенностью вещественного состава верхнефаменской эффузивно-туфогенной толщи является наличие кислых разностей пород в верхних частях ее разреза. Их выделение произошло на заключительных стадиях девонского вулканизма.

Нижняя часть толщи сложена преимущественно пластами базальтов, базальтовых порфиритов, иногда альбитофиров. Они чередуются с пластами туфов этих пород. В верхней части сначала появляются трахиандезиты и трахиты, затем ортофиры, кварцевые порфиры и риолиты, а также их туфогенные производные во все возрастающих количествах вверх по разрезу. В низах толщи отмечается темно-зеленая окраска основных разностей пород, в остальной части разреза они преимущественно пестроцветные. Признаки окисления свободного железа, опацификация темноцветных компонентов, наличие щлако-

видных и флюидальных текстур, присутствие корочек закаливания свидетельствует о наземных условиях формирования верхнефаменской толщи. Верхняя часть ее разреза с развитием кислых дериватов фиксируется не во всех скважинах, она отсутствует вследствие предкаменноугольного размыва.

Т а б л и ц а 2

Площадь	Скважина	Глубина, м		Мощность, м
		от	до	
Ведельцевская	I	1280	1755	475-
"	2	1410	2165	776-
"	3	1330	1725	395-
"	4	1303	2095	798-
"	5	1297	2130	833-
"	6	1312	1605	293-
"	661	1336	1562	226-
Олишевская	I	1987	2711	724-
"	5	2160	2567	387-
"	6	2020	2279	259-
"	7	2278	2950	672-
"	239	2078	2281	203-
Хрещатинская	I	2140	2362	222-
Ивановская	I	2892	3564	672-
"	2	2904	3575	671-
"	3	2858	3776	715-
"	5	2784	3503	719-
Краснопартизанская	4	2295	2783	488-
Вертиевская	6	3076	3200	127-
Богдановская	3	3733	4395	662-
Гнединцевская	109	4451	4808	357
Мильковская	8	3710	3755	45-
Леляковская	100	3740	4017	277
Талалаевская	17	4117	4297	180
Черниговская опорная	I	1587	1791	204-
Седневская	213	2365	2662	227-
Ладиновская	I	1265	2255	990-

В районе исследований встречаются вулканогенные разрезы, стратиграфическое подразделение которых пока не выяснено. Сведения о них по скважинам, глубинам залегания и мощности даны в табл. 3.

Слоены они в нижних частях основными, а в средней и верхней — средними и кислыми эффузивными, либо жильными, а в отдельных разрезах (Переходовская св. I, Ациновская св. I) отмечается переход к глубинным фациям. Туфогенные разности в количественном отношении уступают эффузивным. Мощности этих вулканогенных толщ аномально увеличены. Можно предположить, что их формирование от-

вечает непрерывной верхнефранско-фаменской фазе девонского вулканизма. В разрезах с глубинными фациями пород открываются корневые части (Переходовская скв. I) или эруптивные каналы (Анисовская скв. I) девонских интрузий.

Пространственное распространение верхнефранской и верхнефаменской вулканогенных толщ и закономерности изменения их мощностей отражены соответствующими картами (рис. 2), которые построены по данным бурения и геофизических исследований.

Т а б л и ц а 3

Площадь	Скважина	Глубина, м		Мощность, м
		от	до	
Брусилловская	3	2587	3480	893-
Горбовская	208	2688	3887	1199-
Довжиковская	I	2334	3409	1065-
Анисовская	I	2020	3074	1054-
" "	207	2158	4600	2442-
Переходовская	I	2332	4300	1968-
Ладинская	3	1420	4120	2700-
" "	23I	1534	4140	2603-

Верхнефранская эффузивно-туфогенная толща широко распространена (рис. 2), однако отсутствует на высокоприподнятых выступах кристаллического фундамента (Брусилловско-Кошелевском, Старохуторском), где девонские отложения по данным бурения не зафиксированы. На относительно погруженных выступах (Иринском, скв. 212, Монастырищенском, скв. 19), где суммарная мощность подсолевого девона сокращается, соответственно уменьшается и мощность верхнефранской вулканогенной толщи (до 30-120 м), иногда вплоть до ее полного выпадения из подсолевого разреза. В депрессиях по фундаменту на крайнем северо-западе впадины (Пакульской, Грибовзруднянской, Репкинской, Седневской) мощности этой толщи возрастают до 600-800-1200 м, что возможно имеет место и в других депрессиях, где эти образования пока скважинами не вскрыты. Наиболее распространенные мощности колеблются от 200 до 400 м, а максимальные (800-1200 м) приурочены к участкам пересечений продольных и поперечных разломов, где в разрезах отмечается преобладание эффузивных пород над их туфогенными производными.

Пространственное распространение верхнефаменской (и нерасчлененной верхнефранско-фаменской) эффузивно-туфогенной толщи существенно изменяется.

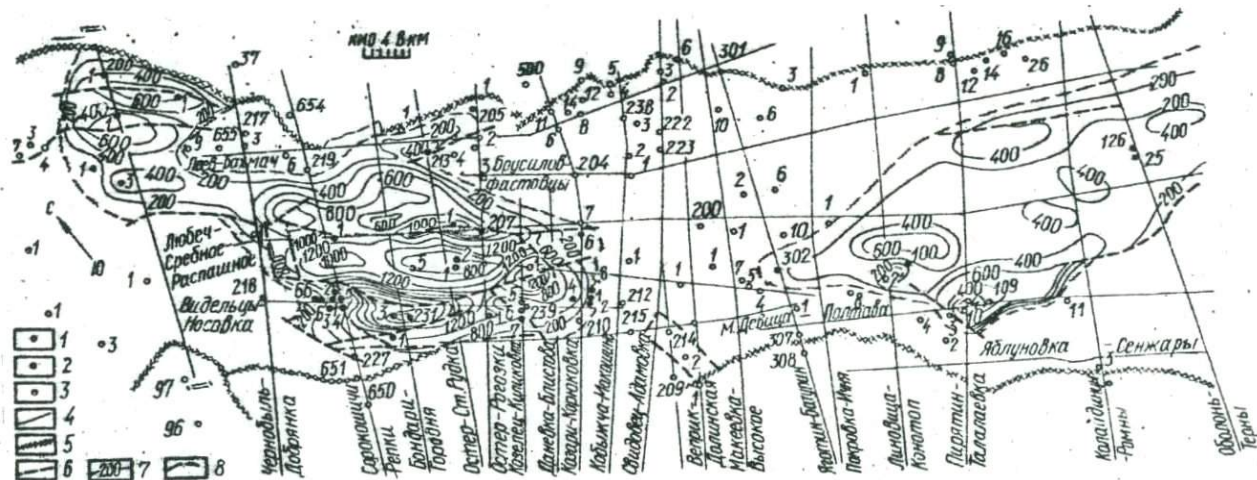


Рис. 2. Схематическая карта изопакит верхнедевонской (нерасчлененной) эффузивно-туфогенной толщи девона северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. (Составили: Бритченко А. Д., Коркив В. И., Феценко Н. М., Хмель Ф. Ф.).  
 I - скважины вскрывшие эффузивно-туфогенные породы полностью; 2 - скважины вскрывшие эффузивно-туфогенные породы частично; 3 - скважины, в которых данные породы отсутствуют; 4 - региональные сейсмические профили; 5 - разломы глубинного заложения; 6 - разломы глубокого заложения; 7 - изопакиты; 8 - границы разрыва эффузивно-туфогенной толщи.

На крайнем северо-западе эти образования развиты в южном краевом и центральном приосевом прогибах впадины (соответственно Видельцевско-Ладинско-Переходовская и Довжиковско-Анисовская зоны), здесь мощности достигают от 600-800 до 1200-2700 м.

Юго-восточнее, на участке Хрещатое - Красные Партизаны - Мрин-Монастырище, верхнефаменская надсолевая вулканогенная толща значительно сокращается в мощности (до 220-490 м), а затем вероятно полностью отсутствует. Появляется она снова по периферии (Богдановская, Гнединцевская, Мильковская, Леляковская, Таалаевская площади) развивается в надсолевом девоне Сребненского прогиба, но закономерности изменения ее мощностей здесь не выяснены.

Коллекторские свойства пород рассмотренных девонских вулканогенных толщ характеризуются следующим образом. Верхнефранские вулканиды литологически неоднородны и существенно различаются по физическим свойствам. В большинстве своем это плотные породы, в особенности диабазы, базальты, андезиты. Значения открытой пористости в изученных ядрах (включая и туфопесчанники) обычно колеблется в пределах 2-12%. Проницаемость, в единичных образцах, измеряется долями миллидарси. Однако в разрезах скважин Пакуль-227, Брусиллов-2 встречены разности с пористостью до 16-22% (измененные эффузивы и пузырчатые туфолавы), более высокая проницаемость, которых обусловлена наличием микротрещин.

Улучшение коллекторских свойств за счет трещиноватости свойственно вулканогенным образованиям вскрытым в зонах разломов (в скв. Брусиллов-3, Репки-219, Пакуль-227 и др.). Именно в этих условиях по промыслово-геофизической оценке отмечается увеличение средней пористости и общего содержания коллекторов в разрезе толщ до IО-II, против 5-6%, выделяемых обычно.

Емкостные и фильтрационные свойства пород верхнефаменской вулканогенной толщ изменяются в широких пределах, что обусловлено литологическим многообразием слагающих ее пород, их условиями формирования, залегания и вторичными преобразованиями. Величина открытой пористости по ядру колеблется в диапазоне от I до 28, иногда 10-20% (в измененных туфах, туфолавках, туффитах). Однако ввиду плохой сообщаемости пустот проницаемость матрицы пород обычно не превышает 10 мд, в трещиноватых разностях отмечена проницаемость до 34 мд. Интенсивное проявление тектонической трещиноватости отмечается, в частности, в ядрах из скважин Видельцы-5 (2067-2071 м), Олшевка-239 (3507-3518 м).

Значительные фильтрационные эффекты, наблюдавшиеся в скважинах I и 23I на Ладинской площади, объясняют трещинной проницаемостью вулканогенных пород. Здесь при опробовании отдельных горизонтов с помощью пластоиспытателя получены притоки пластовой воды до 290 м<sup>3</sup>/сут. из интервалов 2548-2634 м (скв. I) и 1872-1940 м (скв. 23I). Проницаемые интервалы (возможные коллекторы) в разрезах указанных скважин составляет в сумме 12-15% от мощности толщи; последняя находится в относительно приподнятом залегании.

В пределах впадин и опущенных блоков (скв. Довжик-I, Анисово-207, Ивановская площадь) проницаемость в разрезе вулканогенной толщи снижается и не превышает 6-8%, при средней пористости от 4,4 до 7,7% (по В.И. Коржик).

Причинами повышенной трещиноватости пород верхнефаменской вулканогенной толщи являются перемещения верхнефранской соли и соляной диапиризм.

На принципиально возможную нефтегазоносность пород верхнефранской вулканогенной толщи указывает наличие нефтяных битумов асфальтового типа по трещинам в туфе поефитовом из скважины 655 профиля Сорокошичи-Репки (интервал 957-963 м).

Непромышленное скопление легкой газированной нефти зафиксировано в литокластическом туфе в скв. I на Грибоворуднянской площади (интервал 2518-2529 м). Нефть содержится в порах выщелачивания и микротрещинах, развитых в карбонатном цементе. Пористость туфа составляет 2,2 - 7,9%, проницаемость весьма слабая - до 0,1 м, но ее можно улучшить с помощью гидроразрыва и кислотной обработки пласта в прискважинной зоне.

Таким образом, верхнефранская вулканогенная толща, будучи сложена преимущественно плотными и слабопроницаемыми породами, в определенных условиях все же может служить природным резервуаром для нефтегазоаккумуляции. При наличии благоприятных факторов более перспективными представляются участки, где она перекрыта оленосными образованиями евлановско-ливенского горизонта верхнефранского подъяруса. Нефтегазоносность этих отложений должна оцениваться попутно с решением проблемы продуктивности нижележащих горизонтов подошвенного осадочного разреза девона.

Верхнефаменская вулканогенная толща хотя и содержит горизонты-коллекторы, сложена преимущественно плотными породами. На этом основании ее можно считать экранизирующей, нефтегазоупорной толщей в верхах девонского разреза. Однако нефтегазопроявлений

внутри нее и в непосредственно подстилающих пачках терригенных пород пока не зафиксировано.

### Л и т е р а т у р а

1. Геология нефти. Справочник, т.2, М., 1968.
2. Одинцова В.Т., Дробот Д.И. Влияние трапповых интрузий на битуминозность вмещающих карбонатных пород на примере нижнего кембрия Иркутского нефтегазоносного бассейна. - Геология нефти и газа, 1973, № II, с.37-41.
3. А.Д.Бритченко. О вулканогенных образованиях в девоне северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлогенность. К., "Наукова думка", 1972, с.146-158.
4. Проблема промышленной нефтегазоносности девона Днепровско-Донецкой впадины. К., "Наукова думка", 1973.

УДК:551.211; 549.903; 552

З.Г.Волошина

Трест "Полтаванефтегазразведка" МГ УССР, Полтава

### ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ДЕВОНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Вулканогенные образования широко распространены в девоне Днепровско-Донецкой впадины. Ранее в ее центральной части были известны лишь диабазы, вскрытые в нарушенном залегании в кепроках соляных штоков. Коренные вулканические породы девонского возраста были известны только в районах г.Чернигова (Черниговская опорная скважина) и юго-западного Донбасса [1]. В связи с развертыванием поисково-разведочных работ в девонских отложениях вулканические породы вскрываются в коренном залегании все большим числом скважин в полном стратиграфическом диапазоне. Заметим, что они установлены во всех тектонических зонах. Детальное петрографическое и петрохимическое изучение вулканических пород необходимо для их использования при стратиграфическом расчленении и корреляции разрезов, а также для познания тектонического развития региона в девонское время.

В разрезе девона центральной части впадины выделяется три толщи, существенно различающиеся характером вулканизма и составом вулканических пород: ниже-среднефранская вулканогенно-осадочная толща, верхнефранская галогенная толща с силлами и дайками диабазов и нижефаменская туфогенно-терригенная толща.

Ниже-среднефранская вулканогенно-осадочная толща вскрыта в одной прибортовой зоне впадины на Белоцерковской, Великобогачанской, Петрицевской, Тернавчинской, Березовской площадях, рас-

положенных на Остапьевско-Белоцерковском выступе докембрийского кристаллического фундамента и вблизи него. Наиболее полные и интересные в петрографическом отношении разрезы толщи, к тому же охарактеризованные значительным количеством керна, вскрыты опорными скважинами 231 и 232 Белоцерковской площади.

Первые проявления вулканизма в девоне центральной части Днепровско-Донецкой впадины относятся к нижнедигровскому, точнее, кыновскому времени.

Присутствие вулканогенного материала отмечается в породах, олагающих карбонатно-глинистую пачку (верхняя половина нижнедигровского горизонта), которая по фауне лингулид и брахиопод может относиться к кыновскому горизонту. В аргиллитах из карбонатно-глинистой пачки Л.С.Батруковой определены лингулиды, близкие к лингулидам из нижней части тиманских (кыновских) отложений восточной части Восточно-Европейской платформы и Тимана: *Lingule ex gr. samarica* Betr., *L. ex gr. modica* Betr., *L. ex gr. timanica* Ljesch и др. (Белоцерковская скв. 230, инт. 2018-2031; 2031-2042, 4 м). В известняках из этой пачки А.И.Ляшенко определены брахиоподы, характерные для самой верхней части кыновского горизонта, для слоев переходных к верхнедигровскому горизонту: *Atrypa cf. uchtenis* Ljesch, *Atrypa ex gr. Velikaja* Nel., *Uchtopirifer cf. formosus* Ljesch. (Белоцерковская скв. 231, инт. 2135, I-2140, I м).

Основное распространение вулканогенных образований наблюдается в семилукском горизонте, представленном в южной прибортовой зоне впадины толщей вулканомиктовых конгломератов и песчаников, выделенной в белоцерковскую свиту, которая залегает несогласно на нижнефранских отложениях и породах докембрийского кристаллического фундамента. В известняках из карбонатных прослоев нижней части белоцерковской свиты А.И.Ляшенко определена верхнесемилукская фауна брахиопод: *Schizophoria ex gr. stristula* Schl., *Schuchertella ex gr. devonica* Orb., *Cyrtospirifer*, *Tenticospirifer*, *Cyrtina* (Белоцерковская скв. 230, инт. 1889, 55-1907, 75 м).

Верхняя часть вулканогенно-осадочной толщи, относящаяся к алатырскому горизонту (Богачанская свита), сложена аргиллитами с прослоями вулканомиктовых песчаников, конгломератов, туфов и туфогенных пород. О предположительно алатырском возрасте этих отложений свидетельствует фауна остракод, определенная Л.Н.Егоровой в скважинах 230 и 232 Белоцерковской площади.

В нижней части вулканогенно-осадочной толщи, относящейся к нижнешигровскому горизонту, встречены прослойки туфоаргиллитов и туфодоломитов, содержащих в небольшом количестве (10-15%) включения серпентинизированного и лейкоксенизированного вулканического стекла и скопления крупнокристаллического нефелина. Включения вулканического стекла имеют ярко-зеленый цвет и придают породам характерный пятнистый брекчиевидный облик. Известняки верхнешигровского горизонта содержат примесь (20-30%) поаммитового грауваккового материала, состоящего из обломков измененных вулканических пород, пироксена, рудных минералов.

Наиболее насыщенный вулканогенным материалом разрез нижнефранских отложений вскрыт Березовской скв. 234, где они представлены переслаиванием вулканомиктовых галечно-гравийных конгломератов, известняков, аргиллитов и покровов вулканических пород мощностью до 18 см. Вулканомиктовые конгломераты и песчаники, а также встреченные здесь в обломках и покровах вулканические породы сходны с породами белоцерковской свиты и составляют с ними литологически единую толщу. Вулканические породы основного и ультраосновного состава. Химический состав их отличается повышенным содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  (до 3%).

Белоцерковская свита залегает несогласно на нижнефранских отложениях. Наиболее интересные разрезы свиты вскрыты в скважинах 231 и 232 Белоцерковской площади, сложенной вулканомиктовыми конгломератами и песчаниками, туфами, туфогенными породами, содержащими прослойки карбонатных пород и покровы вулканических пород. Среди них преобладают конгломераты галечно-гравийные, гравийно-галечные до валунно-галечных коричневого, серого и светло-зеленого цвета, массивные, крепко сцементированные. Кластический материал в них представлен обломками различных вулканических пород (90-95%), остальное составляют обломки гнейсов, гранитов, карбонатных пород, кварца, полевых шпатов. Сортировка материала плохая. Размеры обломков резко колеблются, достигая 30 см в поперечнике, преобладает полуокатанная и полуугловатая форма обломков. Цемент полиминеральный, карбонатный, гидроокисно-глинистый, серпентиновый, мелкозернистый кварцевый порово-базального и базального типов. Песчаники коричневые и зеленые вулканомиктовые разно- до грубозернистых и гравелитистых, с крупной ко-сой слоистостью. В туфоконгломератах и туфопесчаниках наблюдается бесцветное и непрозрачное лейкоксенизированное вулканическое

стекло, цементирующее вулканомиктовый материал. Литологические особенности пород свидетельствуют о том, что накопление их происходило преимущественно в континентальных условиях, сопровождаясь бурной вулканической деятельностью.

Вулканические породы представлены эффузивными и интрузивными фациями. В разрезе отмечается 9 покровов вулканических пород мощностью от 0,1 до 20 м. Идентичность вулканических пород в обломках и покровах указывает на синхронность их образования с осадконакоплением.

В разрезе белоцерковской свиты выделяется три пачки, возможно, соответствующие циклам вулканической деятельности. Покровы вулканических пород залегают обычно в основании пачек, выделяясь повышенными сопротивлениями на кривых стандартного каротала и увеличенными значениями гамма-активности на кривых ГК. Они прослеживаются в отдельных скважинах и могут служить маркирующими горизонтами. В верхней части пачек преобладают конгломераты и песчаники с обломками вулканических пород.

Первая пачка выделяется в нижней части белоцерковской свиты и имеет мощность около 120 м. В основании пачки в Белоцерковской скв.232 вскрыто тело серпентинизированных карбонатизированных оливинитов мощностью 0,3 м. Эффузивные породы первой пачки представлены слдяными пикритовыми порфиритами, анкаратритами, щелочными базальтами. В Белоцерковской скв.231 нижняя часть первой пачки мощностью около 30 м сложена кристаллолитокластическими туфами пикритовых порфиритов.

Вторая пачка соответствует средней части белоцерковской свиты и имеет мощность, колеблющуюся от 80 до 120 м (скв.231 и 232). В первой вулканические породы представлены преимущественно пикритовыми порфиритами и единичными обломками слдяных перидотитов. Во второй пачке скв.232 присутствуют пикритовые порфириты, анкаратриты, лимбургиты, мельтейгиты, иолиты, нефелиновые, эпидейцито-нефелиновые базальты, нефелиниты, нефелиновые эпидейцититы.

Третья пачка (мощность 80-120 м) представлена анкаратритами, анкаратрит-пикритами, пироксенитами, пикритовыми порфиритами, особенно многочисленными в этой пачке, слдяными и перидотитами, лимбургитами, мельтейгитами, иолитами, эпидейцито-нефелиновыми, нефелиновыми базальтами, эпидейцититами. По минеральному и химическому составу вулканические породы белоцерковской свиты

можно разделить на три группы. Ниже приводится краткая петрографическая характеристика пород по группам.

I. Ультраосновные и щелочно-ультраосновные породы - серпентинизированные карбонатизированные оливиниты, слюдяные перидотиты, пироксениты, пикритовые порфириты, анкаратрит - пикриты, анкаратриты. Эти породы отличаются наибольшей основностью и на петрохимической диаграмме А.Н.Заварицкого занимает крайнее нижнее положение, образуя довольно ограниченное поле (рис.1); обособлены серпентинизированные карбонатизированные оливиниты (параметр "в" в них, возможно, завышен из-за сильной карбонатизации пород). Интрузивные породы этой группы представлены серпентинизированными карбонатизированными оливинитами, слюдяными перидотитами и пироксенитами.

Серпентинизированные карбонатизированные оливиниты (рис.2) вскрыты в основании белоцерковской свиты (первая пачка скв.232) и представлены породами розовато-зеленого цвета характерной сетчатой структуры, обусловленной прожилками белого кальцита. Микроскопическое изучение пород показывает, что они сильно изменены по составу: серпентин по оливину - 40, пироксен-авгит - 10, биотит - 5, черные рудные минералы (магнетит, ильменит) - 20, апатит - 2-3, кальцит - 20-25%.

К описанным породам близки слюдяные перидотиты, которые встречаются в обломках второй и третьей пачки. Это зеленые и черные среднезернистые породы с панидиоморфнозернистой и пойкилитовой структурами. Минеральный состав в отличие от оливинитов характеризуется меньшим количеством оливина (15-20%); остальные минералы - пироксен-авгит - 30, магнетит и ильменит - 30, меланит 10, биотит - 7-10, апатит - 3, кальцит - 10%.

Пироксениты среди ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород интрузивного облика наиболее многочисленны, встречаются они в основном в третьей пачке. Ксенолиты пироксенитов наблюдаются в пикритовых порфиритах, эпидицито-нефелиновых базальтах, что свидетельствует о более раннем их возникновении. Выделяются также разновидности пироксенитов: рудные, апатито-биотито-меланитовые, нефелинсодержащие пироксениты, являющиеся переходными к породам иксолито-мельтейгитовой серии. Они представлены средними мелкозернистыми породами зеленого и черного (рудные пироксениты) цвета, массивной и полосчатой текстуры, для них характерна панидиоморфная и сидеронитовая структуры с минеральным составом:

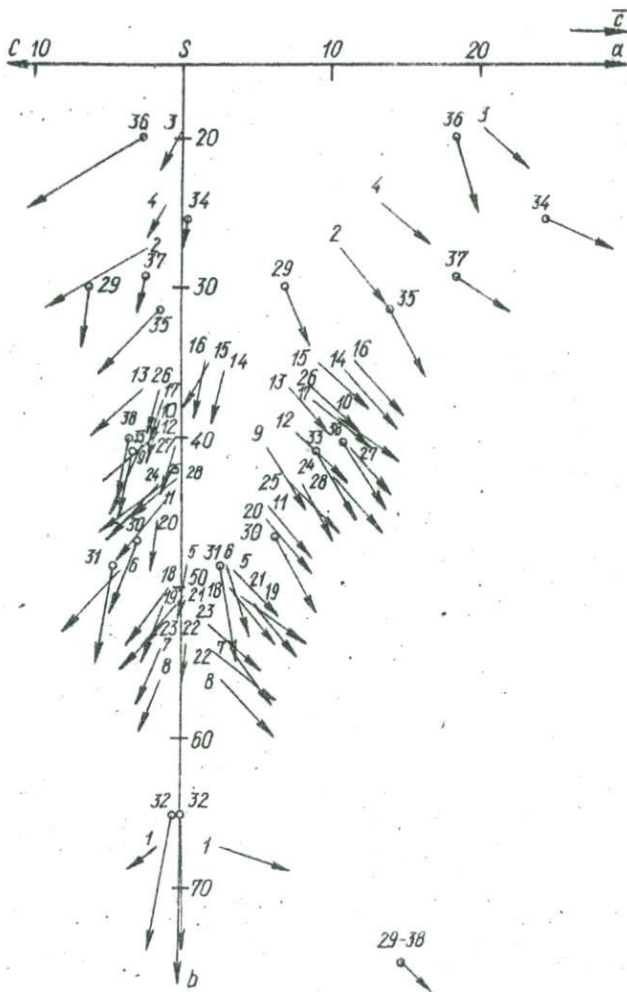


Рис. I. Петрохимическая диаграмма щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтоидных пород центральной части Днепровско-Донецкой впадины (составила Э.Г.Волошина).

1 - серпентинизированный карбонатизированный оливинит, скв. 232, инт. 2215-2220 м; 2 - щелочной базальт скв. 232, инт. 2198,70-2203,70 м; 3 - щелочной базальт скв. 232, инт. 2198,70-2203,70 м; 4 - базальт скв. 232, инт. 2170-2175 м; 5 - анкаратрит, скв. 231, инт. 2011,10-2016,10 м; 6 - пикритовый порфирит, скв. 232, инт. 2112,10-2114,80 м; 7 - пикритовый порфирит, скв. 231, инт. 1981-1986 м,

пироксен-авгит, эгирин-авгит с каемками эгирина - 50-60%, непрозрачные рудные минералы - 20-30%, меланит - 10, биотит - 5, апатит - 5-10, титанит - 1-2%. В нефелиносодержащих пироксенитах 10-15% нефелина. По классификации А.Н.Заварицкого пироксениты Днепро-Донецкой впадины относятся к пересыщенным щелочами породам.

Эффузивные породы первой группы представлены пикритовыми порфиритами, анкаратрит-пикритами, анкаратритами, причем первые из них наиболее распространены.

Пикритовые порфириты являются одними из наиболее распространенных эффузивных пород. В Белоцерковской скв.231 они преобладают, залегая в обломках и отдельных покровах мощностью до 10 м, а в скв.232 их роль значительна в третьей пачке. Пикритовые порфириты представлены зелеными и темно-зелеными породами порфировой структуры, массивной и полосчатой текстуры (угол полосчатости 40°) с вкрапленниками темно-зеленого призматического пироксена длиной до 2 см и мелкого серпентинизированного оливина длиной до 1-2 мм. Наблюдаются также вкрапленники меланита и магнетита, причем оливин замещен зеленым и фиолетовым серпентином, кальцитом, гидроксидами железа, соотношения оливина и пироксена изменяются от 10 до 80%. Пикритовые порфириты с вкрапленниками авгита и серпентинизированного оливина названы авгитовыми порфиритами. Основная масса сложена серпентинизированным вулканическим стеклом, пи-

---

средний по 3 ан; 8 - пикритовый порфирит скв.231, инт.1981-1986 м; 9 - лимбургит, скв. 232, инт.2112,10 - 2114,80 м; 10 - малинит, скв.232, инт.2097,10-2102,10 м; 11 - анкаратрит скв.231, инт.1915-1920 м; 12 - мельтейгит, скв.232, средний по 4 ан; 13 - нефелиноновый базальт скв.232, средний по 3 ан; 14 - ийолит, скв.232, инт.2067-2072 м; 15 - нефелинит, скв.232, инт.2067-2072 м; 16 - эпидейцитовый нефелинит, скв.232, инт.2067-2072 м; 17 - нефелино-эпидейцитовый базальт, скв.232, средний по 2 ан; 18 - анкаратрит-пикрит, скв.231, инт.1900-1905 м; 19 - пикритовый порфирит, скв.232, средний по 10 ан; 20 - анкаратрит-пикрит, скв.231, инт.1862,35-1867,35 м; 21 - нефелин-содержащий пироксенит, скв.232, инт.2036,60-2041,60 м; 22 - рудный пироксенит, скв.232, инт.2036,60-2041,60 м; 23 - слюдяной перидотит с меланитом, скв.232, инт.2006,20-2001,20 м; 24 - лимбургит, скв.232, инт.2021,20-2026,20 м; 25 - нефелиновый базальт, скв.232, инт.1991,25-1996,25; 26 - мельтейгит, скв.232, инт.1976,25-1981,25 м; 27 - эпидейцитит, скв.232, средний по 3 ан; 28 - эпидейцитит, скв.232, инт.1976,25-1981,25. Средние типы пород по Р.Дэли: 29 - плато-базальт; 30 - анкаратрит; 31 - пикрит; 32 - дунит; 33 - лимбургит; 34 - ийолит; 35 - лейцитовый базальт; 36 - лейцитит, 37 - нефелинит; 38 - нефелиновый базальт.

Таблица I

Химический состав щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтоидных пород Днепровско-Донецкой впадины

Окисел	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	21,92	50,02	52,86	53,40	40,6	34,42	35,34	31,64	42,0	41,6	41	41,5	43,1	42,46
TiO <sub>2</sub>	0,5	1,66	0,5	1,1	6,0	5,6	4,1	5,6	4,0	3,2	5,8	4,8	4,13	3,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,58	10,95	15,09	11,58	2,86	7,97	4,55	3,95	8,49	8,35	9,8	8,53	9,1	8,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,61	5,56	6,54	9,88	14,84	13,87	13,79	12,35	10,08	10,71	12,67	12,6	12,7	11,16
FeO	8,41	3,23	2,59	2,37	5,6	8,19	6,66	5,6	6,47	5,32	3,8	2,35	3,69	3,81
MnO	0,14	0,06	0,10	0,08	0,31	0,27	0,32	0,37	0,16	0,10	0,14	0,21	0,26	0,14
MgO	5,3	6,0	3,14	3,72	10,01	12,67	12,95	12,19	9,31	6,61	10,22	7,64	6,9	7,98
CaO	24,46	8,88	5,04	7,05	15,04	8,76	14,74	17,22	10,50	12,95	12,85	13,05	10,1	10,07
Na <sub>2</sub> O	0,47	1,82	6,01	3,88	1,61	0,87	1,12	0,86	1,82	4,39	1,50	2,08	1,56	5,03
K <sub>2</sub> O	0,96	4,44	4,8	3,45	0,54	0,88	0,76	0,63	1,29	2,04	1,9	2,36	2,62	2,16
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,26	0,6	сл.	0,85	1,05	1,98	0,15	0,63	1,05	1,26	0,85	1,15	1,11	0,8
к.п.п.	1,44	0,96	2,84	2,07	0,8	3,23	2,54	2,08	3,45	2,17	2,52	3,01	3,08	3,73
CO <sub>2</sub>	16,14	4,29	0,22	0,44	0,72	1,3	2,76	7,54	0,92	0,83	1,27	0,52	0,97	1,86
Сумма	100,19	99,15	99,73	99,87	99,98	100,01	99,78	100,65	99,54	99,51	99,50	99,8	99,32	100,56
Пересчет по методу А.Н.Заварицкого														
а	2,79	10,7	20,1	13,4	3,5	3,3	3,4	2,8	5,9	10,8	5,7	7,8	7,4	11,10
с	1,3	2,2	0,02	1	0,5	3,7	1,2	1,2	2,7	1,4	0,96	1,19	2,5	3,0
б	67,2	27,4	19,5	24,5	48,7	48,7	54	56	40,8	38,8	44,3	39,8	36,8	35,6
в	28,8	59,7	60,5	61,2	47,2	44,2	41,4	40	50,7	48,8	49,2	50,7	53,5	50,5

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
$f'$	36,4	29,3	41,4	43,5	33,5	41,1	32,3	28,7	37,2	32,2	31,2	32,7	40,2	28,4
$m'$	15,2	38,1	27,2	25,6	31,9	44,4	38,5	36,4	38,3	28,2	37,2	32,1	32,4	37,5
$o'$	48,4	32,6	31,4	30,9	33,4	14,5	29,4	34,8	24,4	39,6	31,4	35,1	27,4	34,1
$n$	41,4	38,1	65,5	63,1	94,5	59,5	68,9	69,3	67,8	73,8	54,6	57,7	47,2	99,5
$t$	1,6	24,2	0,7	15,5	11,1	10,9	8,0	11,8	6,7	5,4	9,65	7,97	6,7	5,1
$\varphi$	22,6	17,7	28,6	34,2	22,9	24,5	20,6	18,6	20,9	19,3	23,2	26,7	29,9	18
$\frac{a}{c}$	2,1	5,0	10,05	13,4	6,9	0,89	2,9	2,3	2,2	7,4	5,9	4,6	3,0	3,7
$q$	-49,4	-3,9	-19,3	-5,5	-12,9	-21,8	-25,2	-26,8	-13,1	-25,3	-9,5	-16,0	-10,5	-24,3

Окисел	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
$SiO_2$	44,38	43,26	41,97	39,84	36,26	41,34	39,14	43,46	37,82	37,02	42,08	45,64	41,92	40,48
$TiO_2$	4,4	4,4	3,6	5,6	4,48	4,2	4,4	1,3	4,6	4,8	3,6	3,2	3,7	4,40
$Al_2O_3$	7,0	9,76	8,48	3,58	5,19	7,0	3,37	1,51	1,68	6,04	7,10	8,72	9,58	8,24
$Fe_2O_3$	13,84	7,92	11,28	13,6	12,9	10,73	13,28	11,83	15,34	12,35	12,0	12,27	12,13	12,37
$FeO$	2,87	4,74	3,05	3,52	7,24	6,32	6,47	6,61	8,93	8,77	4,6	2,44	2,66	1,94
$MnO$	0,13	0,10	0,12	0,1	0,26	0,37	0,06	0,16	0,19	0,34	0,35	0,07	0,31	0,46
$MgO$	6,24	7,75	6,26	12,40	11,04	10,30	9,51	11,67	9,89	8,76	8,84	6,82	7,5	10,14
$CaO$	10,07	10,36	12,12	15,18	13,95	14,16	17,7	21,19	15,24	10,45	13,14	11,80	10,71	12,49
$Na_2O$	3,91	4,86	2,97	0,8	1,78	2,66	1,21	0,88	0,88	2,19	1,50	3,14	4,28	4,45
$K_2O$	1,85	1,89	1,67	1,14	0,77	0,25	1,71	0,39	1,2	3,24	3,05	1,2	1,84	0,84
$P_2O_5$	1,05	1,26	0,5	0,7	1,14	сл.	0,8	1,55	1,4	1,26	0,63	0,77	0,62	0,55
<i>и.т.п.</i>	3,64	4,06	3,74	1,75	3,0	2,71	-	0,10	1,13	3,27	3,53	2,68	4,04	2,37

ОКИСЛИ	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
CO <sub>2</sub>	0,22	0,48	3,39	1,75	1,25	-	2,09	-	1,1	2,18	-	0,52	0,97	1,43
Сумма	99,59	99,84	99,15	99,96	99,26	99,67	99,74	100,65	99,4	100,67	100,42	99,27	100,19	100,16
Пересчет по методу А.Н.Заварицкого														
a	9,3	11,5	9,12	3,2	4,9	5,8	4,1	1,8	2,2	8,3	7,4	8,5	11,3	10,3
c	1,8	1,7	1,2	0,6	0,9	1,5	0,6	0,4	1,4	1,4	0,9	1,4	0,4	0,1
b	35,2	34,8	37,6	49,8	51	45,5	50,5	53,8	52,4	43,1	43	36,6	40,6	42,6
s	53,5	52,2	52	46,3	43,3	47,3	44,7	44,1	44,2	47,2	48,7	53,4	47,8	46,8
f'	35,8	27,1	34,4	28	34,3	32	31	26,1	36,5	45,7	33,2	34,4	30,6	28,2
m'	29,6	37,2	28,8	38,9	35,2	35,9	29,6	32,1	30,1	35,2	33,2	31	39,8	37,9
c'	34,4	35,7	36,9	33,1	30,1	32,1	39,6	41,8	33,4	19	33,5	34,5	29,3	33,6
n	91,6	91,2	73	51,2	77,2	94,5	44,6	74,2	22,6	58,8	42,5	79,6	78	88,4
t	6,9	7,1	6,0	9,6	8,5	7,1	7,8	2,2	8,4	8,9	6,0	5	6,2	7,6
φ	27,9	14,2	26,3	21,6	20,9	18,9	19,6	15,6	20,9	25,2	22,8	28,1	24,0	23,2
$\frac{d}{c}$	5,0	6,8	7,5	5,4	5,4	3,9	7,1	4,5	1,6	6,0	8,4	6,0	31,4	79,4
q	-13,3	-20,5	-15,40	-11,3	-24,2	-18,7	-19,35	-15,9	-17,5	-23,6	-18,2	-11,7	-27,4	-27,0

Анализ выполнен аналитиком КТП треста "Полтаванефтегазразведка" Е.П.Сачковой.

Примечания: I - серпентинизированный карбонатизированный оливинит, скв.232, инт. 2215-2220 м; 2 - щелочной базальт скв.232, инт.2198,70-2203,70 м; 3 - щелочной базальт скв.232, инт.2198,70-2203,70 м; 4 - базальт скв.232, инт.2170-2175 м; 5 - анкаратрит, скв.231, инт.2011,10-2016,10 м; 6 - пикритовый порфирит, скв.232, инт.2112,10-2114,80 м; 7 - пикритовый порфирит, скв.231, инт.1981-1986 м; 8 - пикритовый порфирит, скв.231, инт.1981-1986 м; 9 - лимбургит, скв.232, инт.2112,10-2114,80 м; 10 - малинит, скв.232, инт.2097,10-2102,10 м; 11 - анкаратрит скв.231, инт.1915-1920 м; 12 - мельтейгит, скв.232, инт.2067-2072 м; 13 - нефелиновый базальт скв.232, инт.2067-2072 м; 14 - ийолит, скв.232, инт.2067-2072 м; 15 - нефелинит, скв.232, инт.2067-2072 м; 16 - эпидейцитовый нефелинит, скв.232, инт.2067-2072 м; 17 - нефелино-эпидейцитовый базальт, скв.232, инт.2067-2072 м; 18 - анкаратрит-пикрит, скв.231, инт.1900-1905 м; 19 - пикритовый порфирит, скв.232, инт.2067-2072 м; 20 - анкаратрит-пикрит, скв.231, инт.1862,35-1867,35 м; 21 - нефелин-содержащий пироксенит, скв.232, инт.2036,60-2041,60 м; 22 - рудный пироксенит, скв.232, инт.2036,60-2041,60 м; 23 - слюдяной перидотит с меланитом, скв.232, инт.2006,20-2011,20 м; 24 - лимбургит, скв.232, инт.2021,20-2026,20 м; 25 - нефелиновый базальт, скв.232, инт.1991,25-1996,25 м; 26 - мельтейгит, скв.232, инт.1976,25-1981,25 м; 27 - эпидейцитит, скв.232, инт.1976,25-1981,25 м; 28 - эпидейцитит, скв.232, инт.1976,25-1981,25 м.

Таблица 2

Химический состав диабазов центральной части Днепровско-Донецкой впадины

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	45,6	47,3	46,98	45,80	40,12	46,88	45,80	46,82	48,08	46,20	46,74	46,76
TiO <sub>2</sub>	1,40	1,80	2,4	1,9	2,6	2,80	3,20	3,0	2,04	2,80	2,24	3,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,90	13,81	11,89	13,1	13,45	7,26	11,73	12,11	14,15	12,81	11,73	11,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,12	6,68	11,85	11,40	10,18	9,76	10,18	5,62	3,85	3,32	5,92	5,57
FeO	4,31	5,24	3,95	2,87	3,52	8,91	8,84	8,77	9,56	8,77	8,77	11,22
MnO	0,09	0,08	0,68	0,11	0,06	0,19	0,23	0,13	0,16	0,17	0,17	0,21
MgO	7,25	7,21	4,87	7,99	4,7	6,84	5,72	6,08	7,77	7,76	7,76	6,19
CaO	12,0	11,64	9,07	10,15	12,0	13,38	11,07	12,20	12,48	12,62	11,64	10,36
Na <sub>2</sub> O	3,13	2,70	4,64	4,93	4,68	1,84	1,72	2,14	1,13	1,72	1,46	1,91
K <sub>2</sub> O	0,34	0,76	0,10	0,14	0,89	0,21	0,16	0,16	0,32	0,21	0,25	0,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,17	0,26	0,31	0,21	0,20	0,20	0,20	0,10	0,30	0,3	0,21
п.п.п.	1,78	1,78	2,91	1,20	1,61	1,31	1,24	1,87	0,61	2,49	2,02	1,31
CO <sub>2</sub>	0,38	-	0,07	-	5,05	-	-	0,10	н.о.	0,28	0,35	0,36
Сумма	100,48	99,17	99,67	99,92	99,07	99,58	100,09	99,20	100,25	99,45	99,35	100,38
Пересчет по методу А.Н.Заварицкого												
a	7,5	7,2	9,8	10,7	13,5	4,2	4,0	5,0	2,9	4,1	3,6	9,2

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	12
<i>c</i>	7,18	5,7	2,7	3,1	3,7	2,6	6,0	5,7	8,0	6,6	6,1	4,4
<i>b</i>	31,5	31,7	34,9	33,9	27	40,2	34,8	33	32,9	33,8	34,9	32,8
<i>s</i>	53,8	55,7	52,6	52,0	55,8	53,2	55,3	56,4	56,5	55,6	55,5	53,6
<i>f'</i>	35,8	34	55,4	35,6	52,4	40,3	50	40,5	38,1	34,0	38,6	42,9
<i>m'</i>	39,6	38,9	22,3	38,5	34,5	27,5	27,9	31,4	40	39,5	37,9	30,3
<i>c'</i>	24,6	27,1	22,3	26	13,2	32,2	21,8	28,2	21,9	26,6	23,4	26,8
<i>n</i>	94	84,2	98,7	98,3	88,2	93,4	94,3	95,5	85	93	90,4	90,4
<i>t</i>	2,3	2,83	3,7	3,0	4,7	4,3	25,2	4,7	3,07	4,4	3,5	0,8
<i>φ</i>	22,4	18,1	27,4	27,6	37,6	19,7	5,0	14,7	10,0	8,6	14,2	26,8
$\frac{d}{c}$	1,1	1,3	3,7	3,4	3,6	1,6	0,7	0,9	0,4	0,6	0,6	2,1
<i>q</i>	-14,3	-8,9	-17,0	-20,2	-19,1	-4,5	-8,6	-3,0	-6,8	-3,7	-2,4	-15,6

Анализы выполнены аналитиком КТП треста "Полтаванефтегазразведка" Е.П.Сачковой.

Примечания: I - Новотроицкая скв.9, инт.4134-4138 м; 2 - Новотроицкая скв.10, инт.-3673-3678 м; 3 - Новотроицкая скв.10, инт.3846-3859 м; 4 - Новотроицкая скв.10, инт.4025-4029 м; 5 - Новотроицкая скв.21, инт.3474-3479 м; 6 - Исачковская скв.4, инт.3934-3936 м; 7 - Исачковская скв.4, инт.3911-3912 м; 8 - Исачковская скв.7, инт.4111-4113; 9 - Исачковская скв.7, инт.4441-4444 м; 10 - Радченковская скв.100, инт.4399-4403 м; II - Радченковская скв.100, инт.4706-4712 м; 12 - Северо-Камадинцевская скв.222, инт.3759-3763 м.

роксином, магнетитом, лейкоксоном, меланитом. Характерна различная степень раскристаллизации основной массы, зависящая, по-видимому, от положения пород в покровах. В первой пачке встречены слюдяные пикритовые порфириды, содержащие значительную примесь биотита в основной массе и вкрапленники серпентинизированного оливина.

Согласно классификации А.Н.Заварицкого, пикритовые порфириды можно отнести к щелочным и бедным щелочами породам. По сравнению со средними пикритом Р.Дэли, для пикритовых порфиритов характерно высокое содержание  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$  и низкое —  $MgO$ .

К пикритовым порфиридам близки по минеральному и химическому составу (табл.1) анкаратриты и анкаратрит-пикриты, которые в Белоцерковской скв.232 встречаются в виде обломков, а в скв.231 образуют покровы мощностью до 5 м. В отличие от пикритовых порфиритов в них наблюдаются главным образом, в основной массе и реже во вкрапленниках нефелина и иногда анальцима, возможно, по лейцититу. Содержание нефелина во вкрапленниках составляет около 10, в основной массе до 30-40%. Анкаратриты отличаются от анкаратрит-пикритов небольшим количеством вкрапленников оливина (10), в то время как в анкаратрит-пикритах оно иногда достигает 60%. Главным образом, в основной массе обычно присутствует биотит. Согласно классификации А.Н.Заварицкого, анкаратриты и анкаратрит-пикриты можно отнести к породам, умеренно богатым, богатым и пересыщенным щелочами. На петрохимической диаграмме А.Н.Заварицкого анкаратриты и анкаратрит-пикриты, отличающиеся от других ультраосновных пород меньшей основностью, сдвигаются вверх вдоль оси (рис.1). Анкаратриты Днепровско-Донецкой впадины отличаются повышенным содержанием  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  и пониженным —  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $K_2O$ .

2. Меланократовые щелочные породы — мельтейгиты, ийолиты, малиньиты — в большом количестве встречаются во второй и третьей пачках, в виде обломков, реже образуют интрузивные тела (табл.2). В основании третьей пачки вскрыта интрузия малиньитов мощностью около 0,25 м.

Наиболее часто встречаются мельтейгиты (рис.3). Они представлены породами светло-зеленого, зеленого, коричневатозеленого цвета, мелко- и среднезернистыми, массивными с макроскопически различными светло-серыми и розовыми кристаллами нефелина и длинно-призматическими кристаллами пироксена. Микроструктура пород панидиоморфнозернистая и гипидиоморфная, обусловленная ксено-

морфизмом кристаллов нефелина. Минеральный состав: пироксен-авгит, эгирин-авгит - 60, нефелин, замещенный цеолитами и анальцимом - 20-30, черные рудные минералы (магнетит, ильменит) - 15, биотит - 3, апатит - 3, титанит - 1-2%. Встречаются редкие кристаллы серпентинизированного оливина. Медьтейгиты Днепровско-Донецкой впадины содержат несколько повышенное количество  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ , пониженное -  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ .

Ийолиты отличаются меньшим количеством пироксена (40) и большим (40-50%) - нефелина. Иногда в них наблюдается псевдолейцит. Ийолиты Днепровско-Донецкой впадины отличаются повышенным содержанием  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $TiO_2$  и пониженным -  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$ , что отражается на положении векторов (рис. 1) и связано с повышенным содержанием в ийолитах Днепровско-Донецкой впадины пироксена и меньшим - нефелина. Медьтейгиты и ийолиты дают переходы к нефелиновым базальтам. По классификации А.Н.Заварицкого они относятся к меланократовым щелочным и пересыщенным щелочами породам.

Малиньиты представлены темно-зелеными с коричневым оттенком средне- и крупнозернистыми породами, с полосчатостью в первичном залегании под углом  $40^\circ$ . Интрузия малиньитов мощностью 0,25 м вскрыта в основании второй пачки. Микроструктура пород гипидиоморфная и пойкилитовая. Минеральный состав: пироксен-авгит, эгирин-авгит, эгирин - 30, нефелин - 20-25, санидин - 10, биотит - 5, апатит - 5, черные рудные минералы (ильменит, магнетит, пирит) - 20, титанит - 5, эпидот - 3, меланит - 1-2, карбонат - 2%. По классификации А.Н.Заварицкого, малиньиты относятся к меланократовым богатым щелочами породам. Малиньиты Днепровско-Донецкой впадины отличаются пониженным содержанием  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  и повышенным -  $TiO_2$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ .

3. Щелочно-базальтоидные породы - лимбургиты, нефелиновые, эпидейцито-нефелиновые базальты, нефелиниты, эпидейцититы - встречаются в основном во второй и третьей пачках.

Лимбургиты наблюдаются в обломках и покровах мощностью до 0,22 м вскрытых в основании второй пачки. Это породы зеленого цвета порфировой структуры массивной текстуры. Для них характерны вкрапленники оливина (70-80), пироксена-авгита (10), меланита (10), апатита (1-2%). Оливин замещен серпентином, магнетитом, кальцитом; 5-10% составляют вкрапленники лейцита, замещенного анальцимом и мелкозернистым карбонатом. Основная масса состоит из бесцветного и зеленого стекла, пироксена, лейкоксена, магне-

тита, перовскита, анальцима. По классификации А.Н.Заварицкого, лимбургиты можно отнести к щелочным и умеренно богатым щелочами породам.

Эпилейцито-нефелиновые базальтоидные породы встречаются в большом количестве в обломках и покровах во второй и третьей пачках.

Нефелиновые базальты представлены светло- и темно-зелеными породами порфировой структуры, массивной и шпиротакоитовой текстуры. Они содержат вкрапленники серпентинизированного оливина - 40, пироксен- и эгирин-авгита - 30, нефелина, замещенного цеолитами - 30%, редкие зерна апатита. Основная масса сложена пироксен-авгитом, нефелином, замещенным цеолитами, магнетитом, лейкокоеном, бесцветным стеклом. По классификации А.Н.Заварицкого нефелиновые базальты относятся к меланократовым породам, богатым и умеренно богатым щелочами. По химическому составу нефелиновые базальты отличаются от среднего нефелинового базальта Р.Дэли повышенным содержанием  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$ ,  $TiO_2$  и пониженным -  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $Na_2O$ . В нефелиновых базальтах наблюдаются коенолиты ийолитов и малиньитов.

Эпилейцито-нефелиновые базальты отличаются от нефелиновых присутствием в основной массе лейцита, замещенного анальцимом и цеолитами.

Нефелиниты и эпилейцититы отличаются от базальтов отсутствием оливина. Нефелиниты характеризуются порфировой структурой, массивной текстурой. Минеральный состав: пироксен-авгит, эгирин-авгит - 40, нефелин, замещенный цеолитами - 40, черные рудные минералы (ильменит, магнетит) - 15-20, меланит - 1-2%. Эпилейцитовые нефелиниты содержат 7-10% лейцита, замещенного анальцимом, который заполняет также пустоты в породе. По классификации А.Н.Заварицкого, нефелиниты и эпилейцитовые нефелиниты относятся к умеренно богатым и пересыщенным щелочами породам. Нефелиниты отличаются повышенным содержанием  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  и пониженным  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $Na_2O$ . Эпилейцитовые нефелиниты, отличаются от нефелинитов (так же, как эпилейцито-нефелиновые базальты - от нефелиновых базальтов) повышенным содержанием  $Na_2O$ , что связано с замещением лейцита анальцимом.

Нефелиновые эпилейцититы (рис.4) чаще других эпилейцитов-нефелиновых базальтоидных пород встречаются в виде покровов. Они представлены зелеными и темно-зелеными породами с плохо выражен-

ной порфировой структурой. Вкрапленники представлены лейцитом, замещенным анальцимом (45), пироксеном-авгитом (25), нефелином (20), меланитом (5), апатитом (5%). Основная масса сложена мелкозернистым лейцитом, замещенным анальцимом, пироксеном, нефелином. По классификации А.Н.Заварицкого, нефелиновые эпилейцититы относятся к меланократовым богатым щелочами породам.

Щелочные базальты (рис.5) являются наиболее кислыми членами группы щелочно-базальтоидных пород. Они встречаются в первой и третьей пачках в виде обломков и покровов. Среди них выделяются санидиновые и нефелино-санидиновые разности. Цвет пород зеленый и буровато-серый, структура порфировая, макроскопически видны крупные (до 1 см) вкрапленники санидина; текстура массивная и флюидальная. Кроме санидина, составляющего 20%, в породах наблюдаются вкрапленники эгирина и эгирин-авгита (40-60), нефелина (0-20), титанига (10-20), апатита (5), магнетита (5%). Иногда в породах присутствует серпентин (выполняющий пустоты) либо замещающий мелкие кристаллы оливина. Основная масса сложена санидином, пироксеном, рудными минералами, нефелином, небольшим количеством стекла. Структура основной массы микродолеритовая с элементами трахитовой. По классификации А.Н.Заварицкого, щелочные базальты относятся к породам, умеренно богатым, богатым и переизбыточным щелочами. По химическому составу щелочные базальты отличаются от среднего щелочного базальта Р.Дэли повышенным содержанием  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $K_2O$ .

Таким образом, для нижне-, верхнеэгиринского, семилукского и алатырского горизонтов девона центральной части Днепровско-Донецкой впадины характерна единая серия щелочно-ультраосновных, щелочно-базальтоидных пород. Существенные отличия пород на площади Белоцерковского выступа свидетельствуют об их образовании при извержениях центрального типа.

В минералогическом и петрохимическом отношении породы центральной части Днепровско-Донецкой впадины сходны с щелочно-ультраосновными, щелочно-базальтоидными породами Маймеча-Котуйского района Сибирской платформы и юго-западного Донбасса [3]. От пород Сибирской платформы и юго-западного Донбасса породы Днепровско-Донецкой впадины отличаются повышенным содержанием  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $CaO$  и пониженным  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $FeO$ . Количество  $Na_2O$  и  $K_2O$  не ниже, а часто выше, чем в породах Маймеча-Котуйской провинции и выше, чем в породах юго-западного Донбасса (осо-

бенно  $MgO$ ). Широкое распространение таких пород как пикритовые порфириды, анкаратрит-пикриты, анкаратриты, ийолиты, мельтейгиты, эпидейциты-нефелиновые, нефелиновые базальты, нефелиниты сближает Днепровско-Донецкую впадину с Маймеча-Котуйской провинцией и отличает от юго-западного Донбасса, где, в основном, развиты полевшпатовые разновидности базальтоидных пород, что связано, по-видимому, с более глубинным характером пород Днепровско-Донецкой впадины. Особый интерес представляет слюдяные пикриты и пикритовые порфириды, которые близки к меймечитам и отличаются от них значительно меньшим содержанием  $MgO$ .

В структурном отношении вулканогенные образования Белоцерковской свиты приурочены к выступу кристаллического фундамента, связанному с Криворожско-Кременчугской зоной глубинных разломов докембрийского заложения, что согласуется с выводами о глубинном положении очагов щелочно-ультраосновной и щелочно-базальтовой магм [3].

Петрохимическое сходство пород Белоцерковской свиты (более близкое, чем пород юго-западного Донбасса) с породами Гулинской интрузии [5] и присутствие здесь ийолито-мельтейгитовых пород позволяют предполагать существование в пределах Белоцерковского выступа и в целом в этой субмеридиональной зоне центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами (Петрицевский и Лютенский максимумы). В этой структуре региона, как и на юго-западе Донбасса [4], вероятно присутствие алмазносных кимберлитов. По аналогии с Донбассом, в этой поперечной зоне можно ожидать широкого развития гидротермальной минерализации (флюоритовой, ртутной и др.), в частности, в брекчиях штоков девонской соли.

Верхнефранская галогенная толща залегает с перерывом на ниже-среднефранской вулканогенно-осадочной толще, иногда полностью срезая ее. Долгое время слагающие ее соленосные отложения и заключенные в них диабазы вкрывались в соляных штоках в нарушенном залегании. Это обусловило появление разноречивых взглядов на возраст диабазов и условия их залегания. Детально диабазы солянокупольных структур изучены Л.Г.Бернадой [2]. В последние годы в южной прибортовой зоне впадины на Исачковской, Северо-Калайдинцевой, Радченковской, Сагайдакской площадях соленосные отложения вскрыты в слабо нарушенном соляной тектоникой залегания. Они представляют собой циклически построенную толщу мощностью до

3200 м. Сопоставление толщ с фаунистически охарактеризованным разрезом Велико-Богачанской площади позволило установить, что галогенная толща включает верхнюю часть алатырского, воронежского, евлановского и ливенского горизонты. В галогенной толще вскрыты силлы и дайки диабазов мощностью от нескольких до 85 м. Расчленение галогенной толщ на циклы позволило установить, что диабазы залегают на различных стратиграфических уровнях. Так, в скв. 4-р Исачковской площади диабазы залегают в нижневоронежском пласте соли, образуя три силлы мощностью 35, 60 и 85 м. В Исачковской скв. 7-р диабазы вскрыты в алатырских пластах соли  $al_1^6$  и  $al_2^6$  и под мергельно-аргиллитовой пачкой, подстилающей пласт  $al_1^5$ . В этой скважине они образуют четыре силлы мощностью от 5 до 40 м. В Радченковской скв. 100 диабазы залегают в нижней части воронежских отложений. В Северо-Калайдинцевской скв. 222 в евлановских отложениях вскрыта дайка диабазов мощностью 75 м.

Диабазы на перечисленных выше площадях представлены темно-зелеными, темно-серыми (до черных), мелко- и среднезернистыми, массивными породами. Микроструктура долеритовая, диабазовая, пьоклоофитовая. Минеральный состав: пироксен-авгит (30-40), плагиоклаз-лабрадор (40), роговая обманка (10), биотит (2-3), хлорит (5), магнетит (5-10), пирит (5%). Иногда встречается оверпенитизированный оливин. В диабазах Северо-Калайдинцевской скв. 222 кварц, находящийся в породе в коеноморфных кристаллах и в виде правильных дипирамидально-призматических включений (размером до 0,5 мм) в кристаллах пироксена и плагиоклаза составляет 10-15%. По сравнению со средним диабазом Р. Дели, диабазы Днепровско-Донецкой впадины содержат пониженное количество  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  и повышенное -  $TiO_2$ ,  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ .

Образование диабазов происходило путем внедрения магмы непосредственно в соленосные отложения. Об этом свидетельствует присутствие контактово-метаморфических пород вблизи диабазов. Так, в скв. 4-р Исачковской площади в интервале 3905-3908 м вскрыт среднезернистый, со стекляннм блеском кальцито-кварцево-альбитовый роговик, контактирующий с диабазом. Под микроскопом видно, что он состоит из призматических и длинно-призматических идиоморфных кристаллов альбита размером до 1 мм, промежутки между которыми заняты ксеноморфными крупными кристаллами кварца и кальцита. Вскрытая мощность роговика в керне 0,05 м.

В Северо-Калайдинцевской скв. 222 в интервале 3728-3731 м в одном керне вскрыта контактово-метаморфическая порода, име-

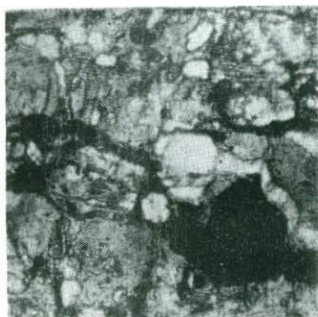


Рис. 2. Серпентинизированный оливинит, Белоцерковская скв. 232, инт. 2215—2220 м (ув. 35, проходящий свет).

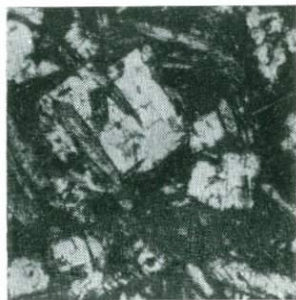


Рис. 3. Слюдяной мельтейгит; нефелин (белое). Белоцерковская скв. 232, инт. 1976,25—1981,25 м (ув. 38, проходящий свет).



Рис. 4. Нефелиновый эпидидимит, в поле зрения вкрапленники лейцита, замещенные анальцимом. Белоцерковская скв. 232, инт. 1976,25—1981,25 м (ув. 35, проходящий свет).



Рис. 5. Щелочной базальт; в основной массе — вкрапленники санидина. Белоцерковская скв. 232, инт. 2198,7—2203,7 м (ув. 35, проходящий свет).

К ст. Н. А. Савченко «Условия размещения и возраст лампрофиров восточной части Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба».

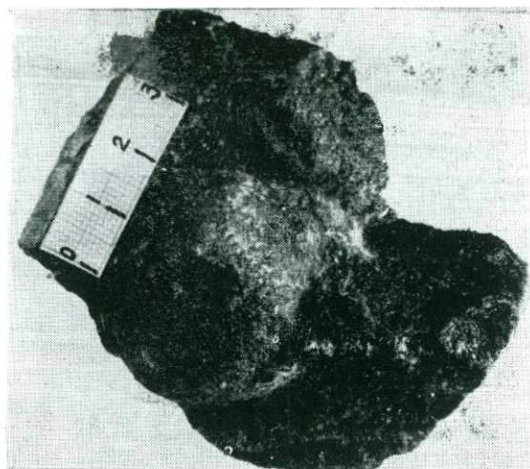


Рис. 1. Галька кварцита в слюдяном лампрофире (обр. 010, скв. 3784, гл. 644,0 м; Ново-Шахтинский р-н).

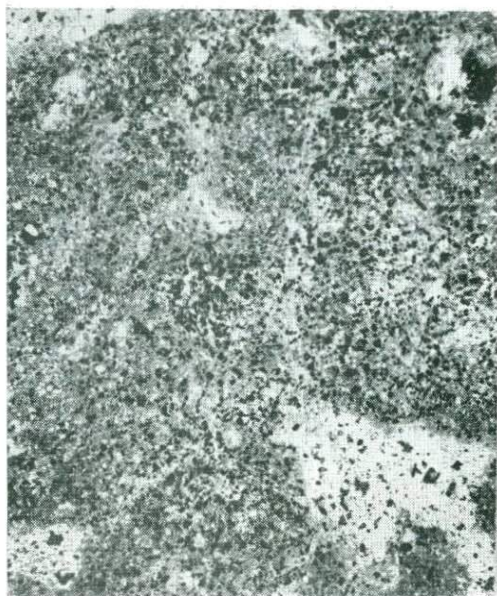


Рис. 2. Эруптивная брекчия лампрофиров (обр. 010/2, скв. 2817-бис, гл. 179,3 м; Ново-Шахтинский р-н).

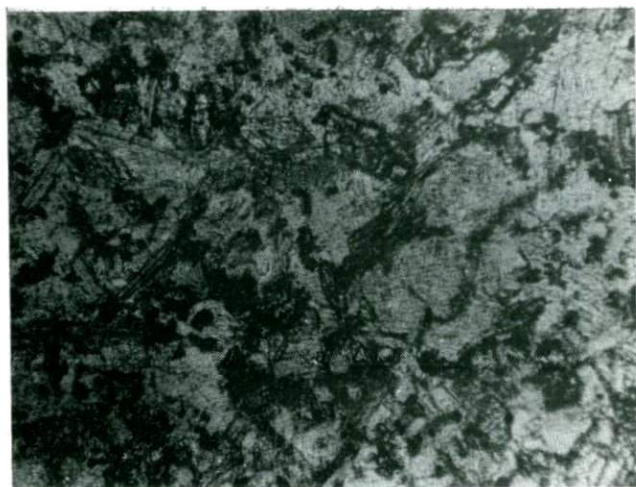


Рис. 3. Лампрофир с лампрофировой структурой (обр. 010, скв. 3784, гл. 644,0 м; Ново-Шахтинский р-н. Ник. || Ув. 25).

ная четкий контакт с диабазом. Мощность ее 0,03 м. По составу это альбито-кремнисто-турмалиновый роговик, состоящий из аутигенного турмалина ( $Mg' = 1,633$ ;  $Np' = 1,613$ ), находящегося в породе в виде радиально-лучистых длиннопризматических бесцветных кристаллов, погруженных в альбито-кремнистую массу. В этой скважине над диабазом вскрыты тонкозернистые альбититы, образовавшиеся в результате внедрения диабазов, и достигшие мощности нескольких десятков метров.

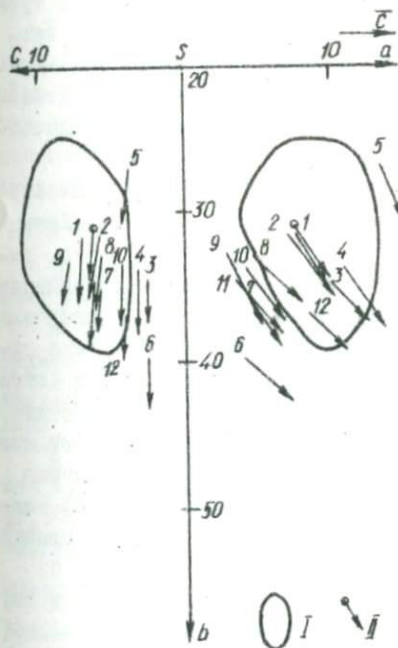
По химическому составу диабазы описанных площадей сходны с диабазом брекчий солянокупольных структур. На петрохимической

Рис.6. Петрохимическая диаграмма диабазов центральной части Днепровско-Донецкой впадины. (Составила З.Г. Волошина).

I - Новотроицкая скв.9, инт.4134-4138 м; 2 - Новотроицкая скв.10, инт.3673-3678 м; 3 - Новотроицкая скв.10, инт.3856-3859 м; 4 - Новотроицкая скв.10, инт.4025-4029 м; 5 - Новотроицкая скв.21, инт.3474-3479 м; 6 - Исачковская скв.4, инт.3934-3936 м; 7 - Исачковская скв.4, инт.3911-3912 м; 8 - Исачковская скв.7, инт.4111-4113 м; 9 - Исачковская скв.7, инт.4441-4444 м; 10 - Радченковская скв.100, инт.4399-4403 м; 11 - Радченковская скв.100, инт.4708-4712 м; 12 - Северо-Калайдинцевская скв.222, инт.3759-3763 м.

I - поле распространения диабазов солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины (по Л.Г.Бернадской).

II - средний диабаз Днепровско-Донецкой впадины (по Л.Г.Бернадской).



диаграмме А.Н.Заварицкого (рис.6) они доходят в поле распространения диабазов солянокупольных структур либо близко к нему.

Таким образом, диабазы центральной части Днепровско-Донецкой впадины залегают в соленосных отложениях верхнефранского возраста, по-видимому, в виде отдельных силлов и дзек. В ряде случаев наблюдаются отчетливые признаки метаморфизма вмещающих пород на контакте с диабазом. Условия залегания диабазов в со-

леносной толще свидетельствуют о том, что главная фаза внедрения траппов, возможно, приурочена к воронехско-евлановскому времени.

Нижнефаменская туфогенно-терригенная толща (калайдинская свита) присутствует повсеместно, залегая с перерывом на верхне-франских отложениях. Мощность толщи достигает 1600 м. Она сложена в нижней своей части преимущественно аргиллитами с прослоями карбонатных пород и пластами песчаников, в верхней — мощными песчаными пластами. Задонско-елецкий возраст отложений доказывається фауной гониатитов, брахиопод, остракод, фораминифер, спорово-пыльцевыми комплексами. В разрезе толщи в Северо-Калайдинцевской скв.222 и Глинско-Розбишевских скв.25,125 встречены туфы и туфогенные породы. Мощность прослоев этих пород колеблется от нескольких сантиметров до десятков метров. Туфы представлены породами темно-серого, серого и зеленого цвета, псефито-псаммитовыми, массивными и слоистыми, с преобладанием витро и литокластических разностей базальтово-андезитового состава.

Таким образом, изучение девонского вулканизма показывает, что первые проявления его в центральной части Днепровско-Донецкой впадины приурочены к нижнешигровскому, вероятнее всего, кинновскому времени. Примерно такое же положение нижней границы вулканизма установлено и в других районах Восточно-Европейской платформы и юго-западном Донбассе [1]. По-видимому, в это время началось образование авлакогена в его центральной части и в Донбассе. Основная фаза вулканизма в Донбассе приурочена к нижнешигровскому времени, а в центральной части Днепровско-Донецкой впадины — к верхнесемилюкскому времени. Она привела к накоплению мощной вулканогенно-осадочной толщи (белоцерковская свита), содержащей покровы и интрузии вулканических пород ультраосновного и щелочно-базальтоидного состава.

Изучение петрографического состава вулканических пород позволило расчленить белоцерковскую свиту на три пачки, что важно для корреляции разрезов свиты. Покровы вулканических пород располагаются в основании пачек и являются маркирующими горизонтами. Конгломераты преобладают в верхней части пачек, которые в свою очередь различаются по преобладанию определенных типов пород. Породами-индикаторами первой пачки являются серпентинизированные оливиниты и щелочные базальты. Во второй пачке чаще, чем в других, встречаются лимбургиты, мельтейгиты, ийолиты, малинниты, в третьей — шикритовые порфириты, пироксениты. Для второй и третьей

пачек характерны пироксениты, мельтейгиты, ийолиты, мадиниты, нефелиновые, эпидейцито-нефелиновые базальты, нефелиниты, эпидейцититы.

Конгломераты белоцерковской свиты содержат специфическую минеральную ассоциацию, представленную породообразующими минералами вулканических пород - серпентином (по оливину), авгитом, эгирином-авгитом, эгирином, магнетитом, ильменитом, меланитом, апатитом, титанитом, сикотитом, (мероксеном, содержащим до 40% флогопитовой молекулы, из первой пачки белоцерковской свиты), сангидином, нефелином, анальцитом. Главные минералы вулканогенно-осадочной толщи - пироксен-авгит, магнетит, ильменит.

В верхнефранское время происходит накопление мощных соленосных толщ и внедрение силлов и даек диабазов, в нижнефаменское - туфов и туфогенных пород базальтово-андезитового состава. Намечается отчетливая тенденция изменения вулканических пород от ультраосновных в нижней части разреза девона до основных и средних вверх по разрезу.

#### Л и т е р а т у р а

1. Айзенберг Д.Е., Коноплина О.Р., Лагутин П.К. Стратиграфичне розчленування девонських відкладів південної окраїни Донецького басейну. - Геол. журн. АН УРСР, т. XXII, вип. 4, 1962, с. 2.
2. Бернадская Л.Г. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины. К., Изд-во АН УССР, 1961.
3. Волошина З.Г., Галицкий И.В., Пистрак Р.М. О возрасте и структурном положении щелочно-ультраосновных, щелочно-базальтоидных пород в Днепровско-Донецком авлакогене. - ДАН СССР, сер. геол., т. 200, 1971.
4. Гоньшакова В.И., Бойчук М.Д., Бутурлинов Н.В., Стрёмовский А.М., Дрченко В.Ф. Проявление щелочно-ультраосновного, щелочно-базальтоидного магматизма в зоне сочленения прогиба Большого Донбасса с Украинским кристаллическим щитом. - Изв. АН СССР, сер. геол., т. 9, 1968.
5. Гулинская интрузия ультраосновных щелочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961.

УДК 551.213

И.Н.Быков, В.А.Канцеров

Воронежский государственный университет им. Ленинского комсомола

О ПРОЯВЛЕНИЯХ ДЕВОНСКОГО ВУЛКАНИЗМА НА ЮГО-ВОСТОКЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Девонский этап платформенного магматизма на юго-востоке Воронежской антеклизы проявился в течение нескольких фаз.

Начальные фазы вулканической деятельности (I цикл) фиксиру-

емые наличием вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород в составе ястребовского горизонта характеризовались чрезвычайно высоким эксплозивным индексом [17].

Конечные фазы (П цикл) выразились сравнительно спокойными континентальными излияниями базальтовых лав, происходившими от начала петинского по евлановско-ливенское время.

Вулканогенно-осадочные и вулканокластические отложения ястребовского горизонта распространены по левобережью р.Дон (рис.1) в пределах Павловского, Нижне-Мамонского, Богучарского, Петропавловского и Калачеевского районов. Кроме того, эти образования отмечаются на локальных площадях на территории Георгиу-Дежского и Бобровского районов. Глубина залегания пород ястребовского горизонта колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров (район г.Павловска до 200-250 м).

Исследования, проведенные за период с 1965 по 1973 г. в разрезе ястребовского горизонта выявили до 6 пачек вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород (рис.2), соответствующих стадиям эксплозивной вулканической деятельности [27]. Последние выделяются по фаціальным переходам гранулометрических разновидностей туфов одинакового состава, (туфы-туффиты-туфопесчаники), изменению состава вулканических продуктов, наличию прослоев осадочных пород между пачками туфов, туффитов, туфопесчаников. Вулканические продукты большинства стадий эксплозивного вулканизма имеют щелочноосновной состав. Редко отмечаются вулканы основного, щелочнокислого и кислого состава.

Микроскопическое изучение пород позволило выделить следующие основные литологические типы пород: туфы, туффиты зелено-цветные и пестроцветные "слоистые", туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоаргиллиты. Среди них по составу обломков выделяются: щелочноосновные (базальтоидные), основные (базальтовые), щелочнокислые (трахито-липаритовые) и кислые (липаритовые). Щелочноосновной состав обломков эффузивов, слагающих туфы, устанавливается по реликтам вкрапленников калиевого полевого шпата, замещенного хлоритом и кальцитом, наличием реликтов темноцветных авгита и оливина, присутствием в основной массе биотита и апатита. Туфы основного состава характеризуются преобладанием обломков базальтов с реликтовой толеитовой, гиалопилитовой и интерсертальной структурой. Очень редки обломки щелочноосновного состава. Туфы щелочнокислого состава имеют реликтовую кристаллоидокластическую и литокластичес-

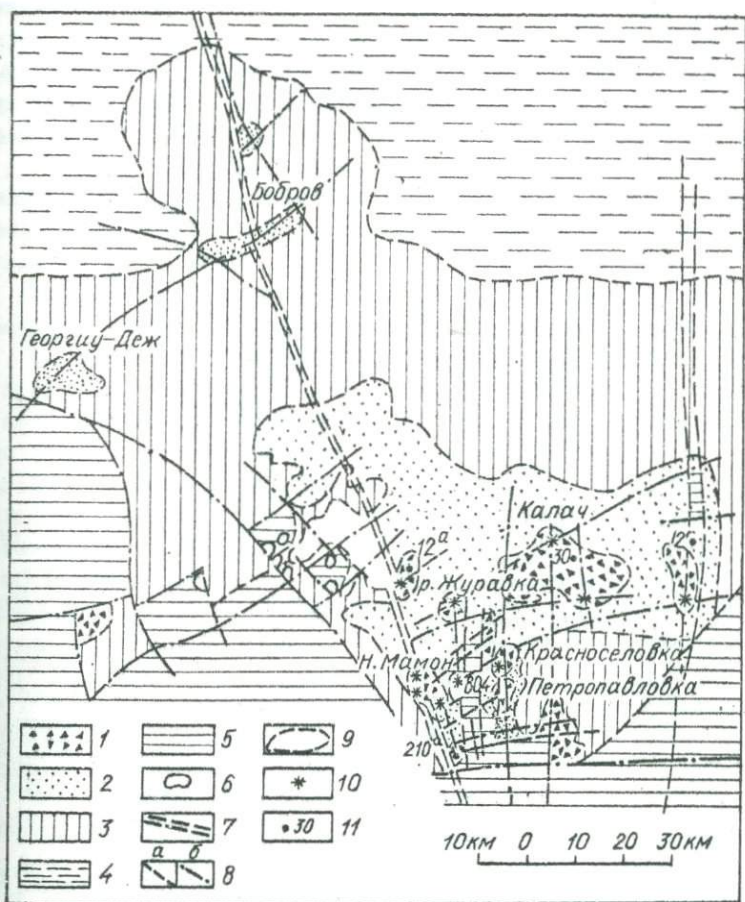


Рис. 1. Картограмма фациальных зон ястребовского горизонта (по И.Н.Быкову, В.А.Канцерову, 1974).

I - околожерловая и промежуточная фациальные зоны; 2 - удаленная фациальная зона; 3 - морская мелководная зона; 4 - морская фация средних глубин; 5 - площади отсутствия пород ястребовского горизонта; 6 - выступы кристаллического фундамента, существовавшие в ястребовское время; 7 - зона Лосевско-Мамонского глубинного разлома; 8 - разломы: а - установленные, б - предполагаемые; 9 - предполагаемые границы фациальных зон; 10 - скважины и их номера.

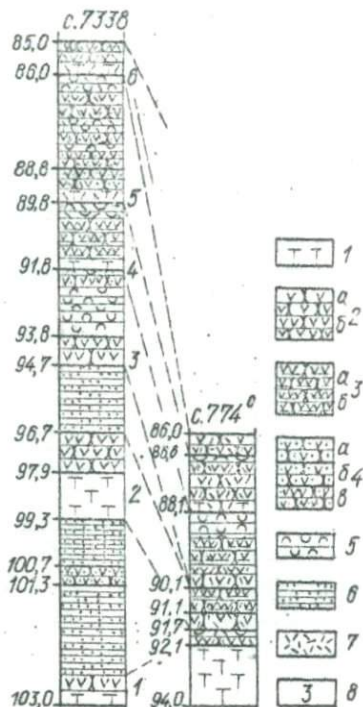
II - типы фация (даны с учетом классификации Е.Ф.Малева [97]).

куп структуру. Кристаллокласты представлены кварцем и калиевым полевым шпатом и редко ильменитом. Отмечаются обломки трахитов. Из акцессорных минералов распространены апатит и циркон. Туфы кислого состава характеризуются наличием идиоморфных зерен кварца среди олеезненной глинистой массы и редких, отороченных карбонатом, обломков калиевого полевого шпата.

Наиболее интенсивный пульсирующий характер вулканизма имел на красноселовском и петропавловском участках (рис. 1, 2). Здесь насчитывается по 6 стадий вул-

Рис. 2. Литологические колонки ястребовского горизонта и стадии эксплозивного вулканизма на петропавловском участке.

1 - туфы щелочноосновного состава, крупнообломочные; 2 - туфит зеленоцветный (преимущественно щелочноосновного состава): а - гравеллитовый и крупнообломочный, б - среднеобломочный; 3 - туфит пестроцветный "слоистый": а - крупнообломочный, б - среднеобломочный; 4 - туфопесчаник: а - крупнозернистый; б - среднезернистый, в - мелкозернистый; 5 - туфсаргиллит; 6 - аргиллит алевролитовый; 7 - интенсивно выветрелые "омежеженные" породы; 8 - стадия эксплозивного вулканизма.



канической деятельности. Вблизи с. Петропавловки эти стадии характеризуются выбросами вулканических продуктов щелочноосновного состава, а в районе с. Красноселовки первая-четвертая стадии выражены

эксплозиями щелочно-основного состава, пятая - щелочнокислого и шестая - кислого состава.

Юго-восточнее с. Нижний Мамон, в мандровском и подколдновском участках выявлено по пять стадий вулканической деятельности. На подколдновском все стадии характеризуются эксплозиями щелочно-основного состава. Первая, вторая и третья стадии на участке

юго-восточнее с.Нижний Мамон, первая - четвертая на мандровском участке представлены explosивным материалом щелочноосновного состава, четвертая - на участке юго-восточнее с.Нижний Мамон и пятая - на мандровском участке выражены explosиями щелочнокислого состава, а пятая (юго-восточнее с.Нижний Мамон) отмечена выбросами вулканических продуктов кислого состава.

Калачеевский участок характеризуется наличием четырех стадий explosивного вулканизма. В первых трех стадиях преобладают explosии щелочноосновного состава, в четвертой - основного.

На русско-журавкинском участке выявлено три стадии, которые выражены вулканическими продуктами щелочноосновного состава.

Изученные вулканокластические и вулканогенно-осадочные породы подверглись процессам выветривания, интенсивность которых могла быть различной, поэтому содержание большинства петрогенных окислов и элементов-примесей или повышено, или занижено, но щелочнобазальтоидный, трахитовый, трахитолипаритовый и липаритовый состав этих пород подтвержден результатами минералого-петрографических исследований.

Уменьшение содержаний окисей титана, магния и кальция от туфов основного и щелочноосновного к породам трахитового и липаритового составов, и наоборот, возрастание кремнезема, глинозема, окисей натрия и калия, в совокупности с данными изменения минералогического состава, свидетельствует о гомодромном характере эволюции магматических выплавов от ранних стадий explosивной деятельности к поздним.

Таким образом, весь комплекс вулканогенных образований ястребовского горизонта не входит, как предварительно определялось ранее [3], в толент-трахибазальт-липаритовый подтип трапповой формации древних платформ [4], а относится к субформации щелочных базальтоидов, выделяемой В.И.Гоньшаковой щелочно-ультраосновной - щелочно-ультраосновной формации устойчивых областей земной коры [5].

Судя по наличию высокомагнезиального ильменита на ряде участков предполагаются проявления кимберлитовой субформации. К туффитам и туфопесчаникам нижних пачек, сложенным преимущественно обломками щелочнобазальтоидного состава, приурочены промышленные концентрации титана, а в туфах липаритов, трахилипаритов и продуктах их перестроения отмечаются высокие содержания циркония. Минералогический и химический состав обломков эффузивов, слагающих вулканокластические и вулканогенно-осадочные породы, близок к составу щелочных базальтоидов и трахитов антон-тарамской свиты

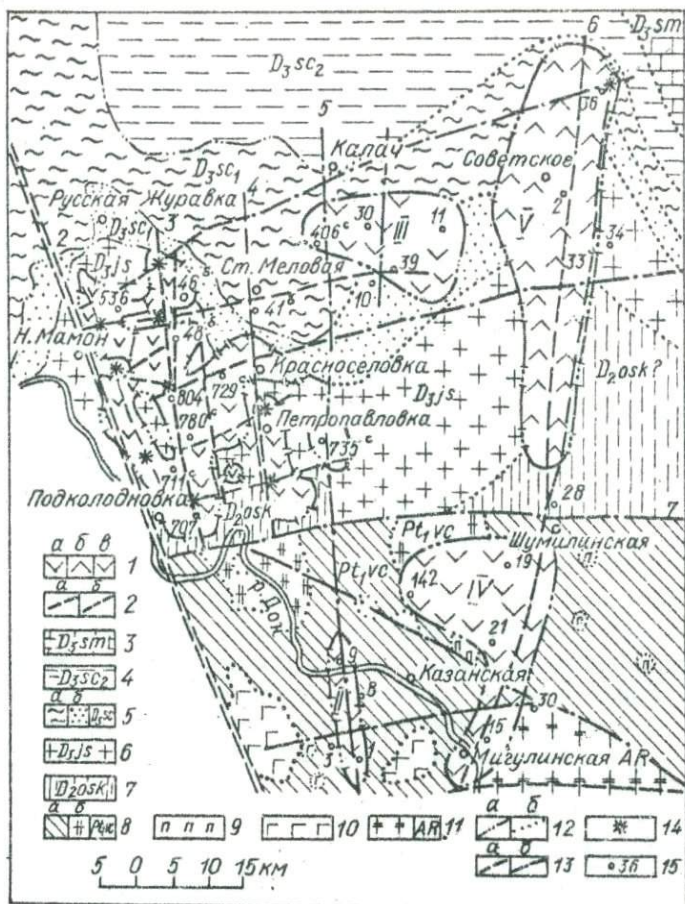


Рис.3. Схематическая геологическая карта распространения верхнедевонских базальтов на юго-востоке Воронежской антеклизмы со связными отложениями песчано-каменноугольной толщи (нижняя часть карты составлена с использованием некоторых данных С.П.Молоткова, Г.В.Зеленщикова, В.А.Лихачева).

I - площади распространения верхнедевонских базальтов; фазы излияния; а - I, б - II и III, в - предположительно I и II (I - мамонская, II - казанская, III - калачеевская, IV - мигулинская, V - советская); 2 - границы распространения базальтов; а - установленные, б - предполагаемые; 3 - семилуцкие горизонт верхнего девона

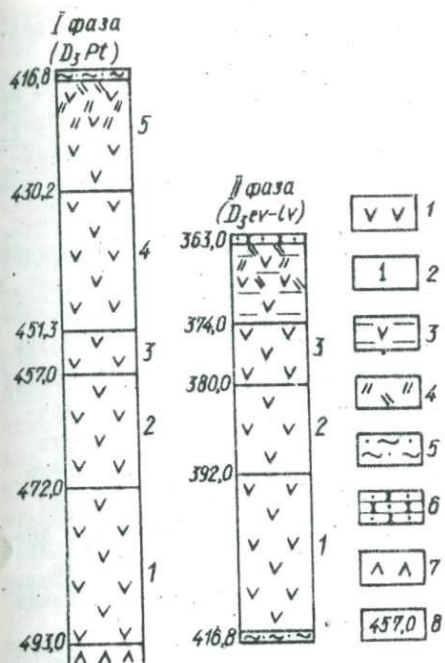


Рис. 4. Строение базальтовых толщ, относящихся к I и II излияний фазам, по (скв. 33 близ с. Советское Воронежской обл.).

I - базальты; 2 - номер покрова; 3 - туфы основного состава; 4 - кора выветривания; 5 - глины песчаные евановско-ливенского возраста; 6 - песчаник крупнозернистый; 7 - туффиты, туфопесчаники ястребовского горизонта; 8 - глубина, м.

вона (D<sub>3</sub> Sm) - известняки, глины; 4 - верхнешигровский горизонт верхнего девона (D<sub>3</sub> Sc<sub>2</sub>) - аргиллиты с прослоями известняков, песчаники; 5 - нижнешигровский горизонт верхнего девона (D<sub>3</sub> Sc<sub>1</sub>); а - аргиллиты, алевритистые аргиллиты, б - алевролиты, песчаники; 6 - ястребовский горизонт верхнего девона (D<sub>3</sub> js) - туффиты преимущественно щелочноосновного состава, туфопесчаники с прослоями аргиллитов; 7 - старооскольский горизонт среднего девона (D<sub>3</sub> OSA) аргиллиты, алевритистые аргиллиты, алевролиты, песчаники; 8 - воронцовская метаморфическая серия нижнего протерозоя (D<sub>3</sub> PR, VC): а - преимущественно кварц-полевошпатовые и филлитовидные сланцы; б - биотит-мусковит-кварцевые гнейсы графитизированные; 9 - песковатский интрузивный комплекс верхнего протерозоя (V<sub>3</sub> PR<sub>3</sub>) - перидотиты, оливиновые пироксениты, пироксениты, габбро-пироксениты, габбро-нориты, диориты, 10 - мамонский и мигулинский интрузивные комплексы среднего протерозоя (V<sub>3</sub> PR<sub>2</sub> m) - пироксениты, габбро-нориты, габбро, габбро-диориты, диориты; II - гнейсово-мигматитовый комплекс архея (AK); 12 - границы распространения горизонтов девона, воронцовский метаморфический серии и интрузивных комплексов протерозоя: а - установленные, б - предполагаемые; 13 - разломы: а - установленные, б - предполагаемые; I - Лосевско-Мамонский Глубинный разлом (зона разломов); 2 - оперяющий Лосевско-Мамонский разлом; 3 - Подколдновско-Мандровский, 4 - Толучеевский, 5 - Казанско-Калачеевский; 6 - Мигулинско-Новохоперский (зона разломов); 14 - предполагаемые участки нахождения вулканических аппаратов центрального типа; 15 - скважина и ее номер.

среднего и верхнего девона, распространенной в пределах зоны сочленения Донбасса о Приазовской частью Украинского щита.

Во II цикле установлены две фазы базальтового вулканизма - петинская и евлановско-ливенская. Отмечаются эффузивные и жерловые фации базальтов, однако, преобладают первые. Петинская фаза повсеместно проявилась в пределах нескольких крупных разобнесенных площадей на юге Воронежской, севере Ростовской и северо-западе Волгоградской областей. Евлановско-ливенская - отмечена на ограниченной площади, в основном на юго-востоке Воронежской области (рис.3). Фазы разделяются на стадии излияния, количество которых колеблется от одной до четырех-восьми. В течение фаз формировались толщи базальтов, состоящие из нескольких покровов (рис.4). Толщи базальтов принадлежащие различным фазам разделяются прослоями осадочных пород. На поверхности базальтов нижних толщ обычно развиты коры выветривания, на некоторых участках частично или полностью эродированные. Границы между стадиями определяются по основным признакам покровов; наличию корочек закаливания; количеству, формам и размерам минералов в различных зонах покровов; изменению степени раскристаллизации и характера окраски базальтов; наличию плитчатой отдельности в верхних частях покровов [6].

На всех площадях распространения базальты слагают нижнюю часть пестроцветной пачки песчано-каолиновой толщи и вместе с ней несогласно залегают на сложной размытой поверхности горизонтов верхнего и среднего девона (включая ястребовский) и пород кристаллического фундамента (рис.3).

Базальты слабо дифференцированы и характеризуются сравнительно выдержанным, несколько изменяющимся на различных площадях от I к II фазе составом. По составу вкрапленников (авгит, лабрадор-анортит) и наличию оливина (вторичные апооливиновые минералы) базальты относятся к оливиновым авгит-плаггиофировым, а по широко развитому палагониту, в соответствии с существующими представлениями, к палагонитовым разновидностям.

По структурным особенностям выделяются порфировые базальты, характеризующиеся количественным преобладанием одиночных вкрапленников плаггиоклаза ( $Ап$  48-88) и темноцветных (авгит -  $Еп$  33-39  $Еs$  18-25  $Но$  38-44, вторичные апооливиновые минералы) над гломеропорфировыми. Вкрапленники составляют от 1-2 до 10-15% объема пород. Базальты этой разновидности распространены в пределах мамонской, калачеевской и казанской площадей. Гломеропорфировые

базальты, отличающиеся более значительным суммарным содержанием (от II до 26%) гломеропорфировых и одиночных вкрапленников плагиоклаза ( $An_{54-60}$ ) и авгита ( $En_{41-51}^{fs} 9-19^{Wo} 38-45$ ), распространенные на мигулинской площади и близ с.Советское. В составе этих разновидностей выделяются миндалекаменные базальты и базальты корочек закаливания. Миндалекаменные базальты обычно слагают мало-мощные зоны вблизи верхних и нижних частей покровов, содержат шаровидные миндалины, выполненные чаще палагонитом. Базальты корочек закаливания (мощность от 0,5 до 3 см) имеют реликтовую порфировую или гломеропорфировую структуру.

Основная масса базальтов сложена микролитами плагиоклаза ( $An_{41-54}$ ) и пироксена (авгит -  $En_{37-40}^{fs} 24-29^{Wo} 34-38$ , субкальциевый авгит  $En_{49-58}^{fs} 21-25^{Wo} 20-26$ ), палагонитом и агрегатами ильменомagnetита - титаномagnetита (дендритовидными, характерными для верхних зон покровов и сидеронитового типа, типичными для нижних зон). Сложные условия становления базальтовых покровов отражены многообразием сочетания микроструктур основной массы базальтов (интерсертальной, толеитовой, микродолеритовой, микродиабазовой).

По геолого-структурному положению и минералого-петрографическим особенностям базальты относятся к трапшовой формации древних платформ. Средние составы базальтов отвечают толеитовому типу и близки к известным [7] океаническим толеитам, но отличаются от базальтов всех шести формаций значительной величиной коэффициента окисления [8], пониженным отношением железа к магнию и меньшими количествами глинозема (см.табл.).

Фаза	Количество аналитических зон	Среднее содержание, вес. %										
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
П <sup>ж</sup>	9	46,83	1,84	14,05	7,89	6,28	0,15	7,96	9,12	2,43	0,58	0,42
П <sup>э</sup>	26	47,34	1,62	14,36	6,57	6,88	0,17	7,96	10,17	2,05	0,44	0,31
П <sup>с</sup>	146	49,03	1,64	13,82	5,53	7,09	0,11	7,44	11,05	2,19	0,25	0,26
С	172	48,76	1,64	13,91	5,69	7,06	0,12	7,52	10,92	2,17	0,28	0,27

Примечания: ж - жерловая фация, э - эффузивная фация, с - средневзвешенное содержание по базальтам эффузивной фации (I и II фазы).

Устанавливается отчетливо выраженный антидромный тип эволюции базальтовых лав от I ко II фазе и слабо выраженный гомодромный характер эволюции в течение отдельных стадий. Эволюция расп-

давов в течение фаз характеризуется как гомодромным, так и антидромным направлением.

Необходимо отметить общую унаследованность структурного положения магматических аппаратов в течение всего девонского этапа магматической деятельности и их приуроченность к активизированным в платформенную эпоху субмеридиональным глубинным разломам древнего заложения. Положение вулканических аппаратов контролировалось зонами пересечения вышеуказанных структурных линий разломами субширотного направления.

#### Л и т е р а т у р а

1. Одокий Б.Н., Бунеев В.Н., Беляева В.И. Проявление верхнедевонского вулканизма на юге Воронежской области. - Труды III совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж. Изд-во Воронеж.ун-та, 1966.

2. Быков И.Н., Канцеров В.А. Новые данные о строении вулканогенных образований ястребовского горизонта на юге Воронежской области. - В сб.: Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. Воронеж. Изд-во Воронежск.ун-та, 1974, с.25-30.

3. Быков И.Н. Девонский вулканизм юго-восточной части ВКМ. - В кн.: Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы. Воронеж. Изд-во Воронежск.ун-та, 1972.

4. Кузнецов Д.А. Главные типы магматических формаций. М., "Наука", 1964.

5. Гоньшакова В.И. К вопросу о соотношении щелочно-базальтоидной, щелочно-ультраосновной и щелочно-оливино-базальтовой формации устойчивых областей земной коры. - В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., "Наука", 1973.

6. Быков И.Н. Верхнедевонский базальтовый вулканизм юго-восточной части Воронежской антеклизы. Автореф. канд. дисс. Воронеж, 1972.

7. Кутюлин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М., "Наука", 1969.

8. Куцев Д.С. О некоторых сторонах петрогенетической роли отношения  $Fe_2O_3 : FeO$  в магматических горных породах. - Изв. АН СССР, сер. геол., в II, 1964, с. 25-26.

9. Малеев Е.Ф. Вулканокластические горные породы. М., "Наука", 1963.

УДК 551.211; 551.72

А.Я.Радзивицки, В.Н.Бугаенко

Институт геологических наук АН УССР,

Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Киев

О ДЕВОНСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ЧЕРНИГОВСКОГО ВЫСТУПА

В статье предпринята попытка проанализировать имеющийся геологический и геофизический материал о возможной додевонской активизации Черниговского выступа с позиций известных закономерностей развития тектоно-магматических структур. Это первая по-

пытка самых общих палеовулканологических реконструкций для структур ДДВ.

Существует мнение, что заложение структур ДДВ относится к среднедевонскому времени. Основа активизации структуры связана с заложением глубинных разломов и началом интенсивной вулканической деятельности. Поэтому вопросы о возрасте ДДВ и вулканитов этой структуры взаимосвязаны. Большинство исследователей относит их к девонскому возрасту, некоторые к раннепалеозойскому [1, 2] или предполагают заложение впадины в рифейское время [3]. Допускается широкое развитие в ДДВ как девонских, так и более древних, в том числе и верхнепротерозойских, вулканитов.

Черниговский выступ представляет собой северо-западное окончание выступов осевой (центральной) части ДДВ, которые четко фиксируются по максимальным значениям магнитных и гравитационных полей, внутренне очень сложно построенных, с большими градиентами (Черниговский и др. максимумы). Они характеризовались как блоки докембрийского фундамента, поднятые в результате дифференцированных движений в герцинской орогенической этап. К выступам приурочены ареалы развития вулканитов.

Совокупность перечисленных данных позволяет трактовать природу Черниговского и других подобных выступов как вулканотектоническую, а выступы как положительные вулканотектонические структуры, располагающиеся на пересечении зон глубинных разломов впадины (северо-западного простирания) и поперечных зон субмеридионального простирания [4]. Тектономагматические структуры (узлов) осевой зоны впадины образует линейную вулканотектоническую структуру, названную нами срединной Черниговско-Извской погребенной вулканической дугой. Она прослеживается с северо-запада на юго-восток вдоль всей ДДВ.

Черниговский выступ — одна из наиболее приподнятых и поэтому наиболее доступных для изучения структур (глубина залегания фундамента 2,8 — 5 км). Геологическими и геофизическими исследованиями последних лет установлено сложное строение Черниговского выступа. Он усложнен разрывными нарушениями и рядом антиклинальных куполовидных структур. Локальные антиклинальные структуры, выделенные по геофизическим данным, резко отличаются от куполовидных структур с участием сбlijных дисциров как по полноте и строению разреза, так и по интенсивности и характеру дислокации. Корреляция разрезов покрова выступа с разрезами участков развития солянокупольных структур затруднена и порой невозможна.

Для северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины А.П.Бритченко, М.А.Карпова и А.П.Куманек определили три типа разреза недислоцированные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные отложения; хемогенные, дислоцированные в солянокупольных структурах (Ичня, Холмы, Антоновка, Прилуки и др.); переходные слабо дислоцированные. Первый и третий типы характерны для центральной и периферичной частей выступов, второй — для пограничных (межблоковых) структур.

До сих пор много неясностей стратиграфии самых нижних, немых преимущественно, пестроцветных толщ разреза покрова. На Черниговском выступе самая нижняя немая часть доломито-аргиллито-эффузивной толщи условно отнесена к киветскому ярусу. Однако, палеонтологическая и палинологическая характеристика девонских отложений здесь пока весьма ограничена, а в отдельных случаях и довольно противоречива.

Намечается синхронность вулканических излияний и соленакопления по его границе на Черниговском выступе и в Припятской впадине.

Наиболее мощный разрез вулканогенных образований девона вскрыт Черниговской опорной скв. I-р (1952) в интервале глубин 1587-2747 общей мощностью 1160 м. Подробный анализ разреза вулканогенно-осадочных образований по скважине приводит Л.Г.Бернадская [17]. Осадочно-эффузивная толща девона перекрывает непосредственно кристаллический фундамент (гнейсово-мигматитовые породы). В составе толщ покрова, представленные базальтами и их пирокластами. Часть пород можно отнести к маломощным интрузивным залежкам и дайкам. В верхних горизонтах представители более кислых разновидностей — кератофиры и кварцевых микрокситодiorитов. Среди основных пород встречаются миндалекаменные разновидности, напоминающие спилиты. Характерны вторичные изменения — хлоритизация, карбонатизация, каолинизация, серицитизация.

Тенденция к раокислению вулканитов толщ в верхах разреза прослеживается и в Олишевской скважине. Она пройдена на краю Черниговского выступа, что обусловило довольно крутые, порой  $45-90^{\circ}$ , углы залегания первичной слоистости и полосчатости пород. На Олишевской площади очень мало данных о возрасте толщ, они неоднозначны и для других структур Черниговского выступа. В ряде пунктов, по данным электроразведки (МТТ) и сейсморазведки (КМПВ), например, в районе с. Анисово, предполагается существование между эффузивами и кристаллическим фундаментом терригенной толщ.

Большой интерес представляют материалы скв. I Довжиковской площади, заложение которой было вызвано необходимостью поисков новых перспективных на нефть горизонтов "подэффузивного" девона в благоприятной антиклинальной структуре, сводовая часть которой имеет размеры 5,8x3,6 км. Здесь ниже толщ эффузивов и туфов основного состава условно девонского возраста были встречены кислые лавы (риолиты, дациты) и кварциты. Скважина остановлена в кварцитах на глубине 3792 м.

Скв. Довжик-I вскрывает следующий разрез доннижекаменноугольных образований.

1. Базальты с прослоями туфов. Мощность около 190 м. Они перекрыты базальными конгломератами нижекаменноугольной толщи.

2. В основании толщи основных вулканитов - вулканомиктовые конгломераты и конгломерато-брекчии. Мощность оценить трудно, она может быть от нескольких до 100 м.

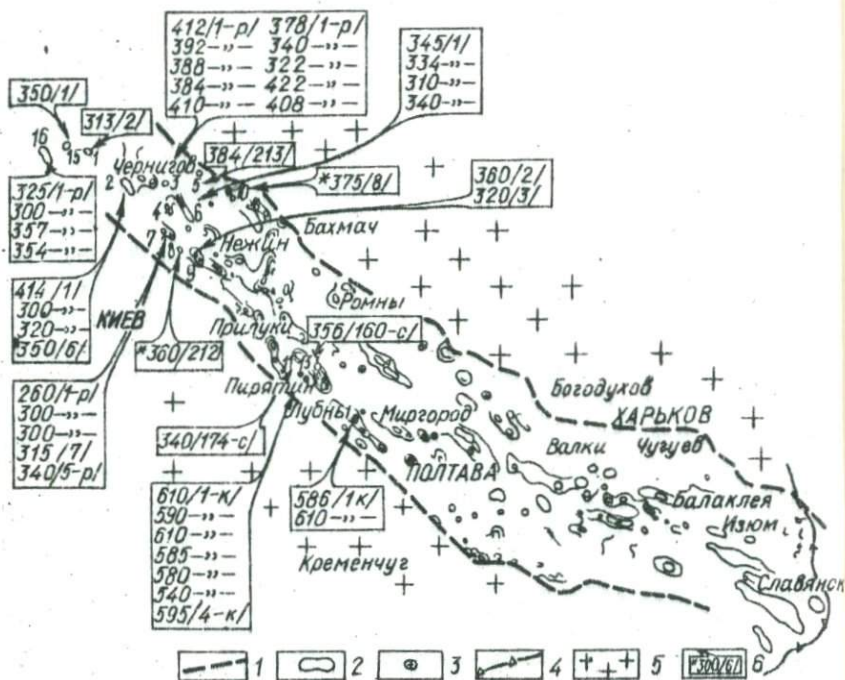
3. Осветленные, трещиноватые, интенсивно измененные эффузивы кислого ряда, по-видимому, погребенная кора выветривания по кислым вулканитам. Мощность из-за недостатка керн может быть оценена от нескольких до 270 м.

4. Дацинты и риолиты голубовато- и зеленовато-серые, массивные, стекловатые. Слабо выражены текстуры течения с углами 20 - 30° к оси керн. Мощность не менее 450 м.

5. Вторичные кварциты с включениями (реликтами) в верхней части толщи кислых эффузивов. Пройденная мощность около 407 м.

Таким образом, в скв. Довжик-I (Довжиковское антиклинальное поднятие) ниже основных вулканитов, которые можно скоррелировать с девонскими вулканитами других участков Черниговского выступа, задегает кислые эффузивы и кварциты. Они отделены от вышележащих толщ значительным перерывом, во время которого сформировалась кора выветривания, а затем начался интенсивный размыв. Заметим, что если в Черниговской, Олишевой и других скважинах кислые и средние вулканиты появляются только в верхней части разреза девона, то в Довжиковской - мощная толща кислых эффузивов и кварцитов подстилает основные эффузивы и завершает собой какой-то иной, додевонский этап развития вулканизма.

Не исключено, что риолиты, дациты и кварциты представляют собой какую-то новую, ранее неизвестную в пределах структуры толщу пород додевонского возраста. Согласуется с этим предположением сходство термолуминесцентных характеристик кварцитов Омруча



Схематическая карта разведочных площадей ДДВ с цифрами радиологического датирования (составил В.Н.Бугаенко. Использованы материалы "Главнефтегазразведки" МГ УССР)

1 - границы ДДВ; 2 - контуры поднятий; 3 - соляные штоки; 4 - границы тектонических элементов региона с различной историей развития; 5 - слоны кристаллических массивов; 6 - абсолютный возраст вулканогенных пород (в числителе приводится возраст, а в знаменателе номер скважины; звездочкой отмечены новые данные).

Площади: 1 - Брусилловская; 2 - Видельцевская; 3 - Черниговская; 4 - Ивановская; 5 - Седневская; 6 - Анисовская; 7 - Олишевская; 8 - Мринская; 9 - Червонопартизанская; 10 - Борковская; 11 - Каплинцевская; 12 - Чернухинская; 13 - Логовиновская; 14 - Ромодановская; 15 - Ивацковская; 16 - Борщевская.

и Довжика (общность пиков 300 - 315<sup>0</sup>) - (ИГН АН УССР, аналитик Г.В.Морозов). Наряду с "подеффузивными" нескрытыми толщами (данные геофизики), немymi пестроцветными отложениями нижней части разреза платформенного покрова, кислые вулканиты и вторичные кварциты Довжиковского антиклинального поднятия могут представлять собой фациальные разновидности додевонских, возможно, верхнепротерозойских, толщ. Косвенными данными о додевонском возрасте вулканитов Черниговского выступа судят и значения абсолютных возрастов основных эффузивов по скв. I-р (хут. Пересаг) - 408, 410, 412, 422 млн. лет и по скв. Ведельцы-I (414 млн. лет).

Результаты определения абсолютного возраста вулканических пород Днепровско-Донецкой впадины методом

№ пп	Скважина	Местоположение		Порода, минерал	Возраст, млн. лет
1	2	Площадь	Красные партизаны	Базальт черный миндальный	360
2	I60-о	"-	Чернухи	Диабаз	356
3	I-р	"-	Борщевск	"-	325
4	I	"-	Анисово	Риолит	310
5	7	"-	Олишевка	Ортофир	315
6	I74-о	"-	Капшицы	Порфирит	340
7	I	"-	Анисово	Риолит	340
8	I-р	"-	Борщевск	Туффит	300
9	I	"-	Видельцы	Базальт	320
10	5-р	"-	Олишевка	Слюдистый диабаз	340
11	3	"-	Красные партизаны	Долерит	320
12	6	"-	Видельцы	Диабаз	350
13	2I2	"-	Мрии	Базальтовый порфирит	360
14	8	"-	Борковка	Диабаз	375
15	I-к	"-	Логовиковка	Диабаз	610
16		"-	"-	"-	590
17		"-	"-	"-	580
18	4-к	"-	"-	"-	595
19	I-к	"-	Ромодановка	"-	586
20	2I3	"-	Сидневка	Основной туф	384
21	I	"-	Ивановка	Оливиновый диабаз	350
22	2	"-	Брусловка	Трахитовый порфирит	313
23	I	"-	Ведельцы	Кислый туф	414
24	р-I	"-	Борщевка	Щелочной трахит	357
25	р-I	"-	"-	"-	354

**Примечания:**

I-14 - анализы проведены в лаборатории ИГМ АН УССР  
 15-19 - " " " " " " ИГН АН УССР  
 20-23 - " " " " " " ЛГУ (г. Львов)  
 24-25 - " " " " " " ИГЕМ АН СССР

Структурная неоднородность Черниговского выступа рассматривается как первоначальная тектоно-магматическая неоднородность, а его геологическое развитие необходимо понимать как развитие тектоно-магматического узла с унаследованным воздыманием на протяжении от позднего протерозоя (?) до девона включительно, а затем — как горст-антиклинального поднятия (или серии куполовидных поднятий).

С этих позиций рассматривается ряд стратиграфических, палеогеографических, палеовулканологических и тектонических аспектов. Они открывают перспективы дальнейших исследований закономерностей развития погребенных вулканоструктур в авлакогенах платформ и их структурных аналогов с соленосными и газонефтеносными структурами.

В последнее время лабораторией ИГФМ АН УССР для Днепровско-Донецкой впадины получены (кроме ранее известных рифейских возрастов в 580-610 млн. лет) новые определения абсолютного возраста вулканических пород второй фазы извержения (см. рисунок и таблицу). Так, калий-аргоновым методом получено 350 млн. лет по базальту ( $D_3 f^r$ ) из Ведельцовской площади (скв. 6, инт. 3824-3821м); 375 млн. лет по диабазу ( $D_3 f^r$ ) из Борковской площади (скв. 8, инт. 4117, 85-3124,7 м) и 360 млн. лет по диабазовому порфиристу Иринской площади (скв. 12, инт. 3879, 0,2887,0 м).

#### Л и т е р а т у р а

1. Бернадская Л.Г. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины. К., Изд-во АН УССР, 1961.
2. Усенко И.С., Бернадская Л.Г. О вулканизме Днепровско-Донецкой впадины. — Изв. АН СССР, сер. геолог., 1954, № 2.
3. Бондарчук В.Г. Геологічна структура СРСР, Вид-во АН УРСР і Київського держ. ун-ту, 1946.
4. Чирвинская М.В. Структура северного склона Украинского щита по геофизическим данным. — В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлогенность. К., "Наукова думка", 1972.

УДК 551.211; 551.217 (1)

В.М. Ляшкевич

Институт геохимии горючих полезных ископаемых, Львов

О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД  
ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Вопрос о формационном типе вулканогенных пород девона Днепровско-Донецкой впадины впервые решался Л.Г.Бернадской (1961), когда была пробурена Черниговская опорная скважина, вскрывшая

эффузивно-пирокластические толщи в коренном залегании и показывая, что диабазы не являются единственными представителями магматических пород впадины. На основе небольшого фактического материала одной скважины было сделано предположение о существовании двух формаций вулканических пород: кератофиро-спилитовой и трапповой, сложенной диабазами. Первая характерна для геосинклинальных областей, поэтому выделение кератофиро-спилитовой формации в девонских отложениях предполагало существование геосинклинального этапа развития впадины. Субгеосинклинальную природу ДДВ обосновали и другие авторы [1, 2, 3].

Глубинное бурение дало новый фактический материал, позволивший по-иному оценить характер, особенности, масштабы вулканических процессов и пересмотреть вопрос формационной принадлежности эффузивно-пирокластических пород девона. Первые заявки о выделении щелочной оливин-базальтовой и щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формаций сделаны для вулканогенных пород вне пределов Днепровско-Донецкой впадины: для зоны сочленения Донбасса с приазовской частью кристаллического массива и для Припятского прогиба [4, 5, 6, 7]. Проведенные (1969-1974 г.г.) минерало-петрографические исследования девонской вулканогенной формации собственно Днепровско-Донецкой впадины показали, что вулканизм ДДВ Припятской впадины и Донбасса - однотипен.

Разрезы вулканогенных толщ, вскрытые в северо-западной части впадины, в южной и северной прибортовых ее зонах, представлены мощными толщами эффузивно-пирокластических пород, достигающими подчас 1000-2700 м. По стратиграфическому положению выделены две эффузивно-пирокластические толщи, отвечающие двум главным вулканическим циклам: нижняя, подстилающая соленосные отложения девона и относимая к евлано-ливенским или семилукским слоям Франского яруса, и верхняя надсолевая, отвечающая данково-лебежанским слоям фамена. Такое разделение достоверно в разрезах вулканогенно-осадочного девона, где вулканогенные толщи разделены нормальными осадками. В местах непрерывного накопления эффузивно-пирокластического разреза (скважины Анисово-207, Ладинка-231 и др.) это деление условно, так как обычно вулканические постройки имеют сложное строение, обусловленное неоднократными выбросами и изменениями вулканического материала.

Девонский вулканизм начался накоплением грубобломочных туфов и кластолав основного состава, перемежающихся с маломощными

лавами базальтов. В большинстве разрезов намечается дифференциация магматического расплава от базальтовых пород к ортофирам, кварцевым порфирам. Поэтому в верхней толще, связанной со вторым вулканическим циклом, больше представителей лейкократовой кислой магмы. Для нее также характерно меньшее содержание грубообломочных туфов, что связано с падением давления в магматическом резервуаре и его разгрузкой в связи с предшествующими эксплозиями.

Нижняя и верхняя вулканогенные толщи сложены различными производными щелочной оливин-базальтовой и щелочно-ультраосновной магм. Микроскопические исследования выявили большое разнообразие пород, которые можно объединить в несколько петрографических групп: базальты различного состава с переходом в меланократовые и лейкократовые разновидности; трахиандезиты, ортофиры, кварцевые порфиры. Далее представители щелочно-ультраосновной формации, встречаемые чаще всего в виде агломератовых туфов и туфов: авгититы, меймечиты, анкаратриты, нефелиниты, лейцититы. Характерно широкое развитие туфов, которые в оливин-базальтовой формации составляют примерно 70-80, а в щелочно-ультраосновной - около 90% всего объема вулканогенных толщ. Значительно распространены в пределах впадины диабазы, гипабиссальные образования девонского вулканизма.

Базальты и их туфы - главный тип пород вулканогенной формации. Базальты представлены нечетко порфировыми миндалекаменными породами, среди которых нередки стекловатые разновидности. Во вкраплениях развит оливин, как правило, нацело замещенный хлоритом или монтмориллонитом, моноклинный пироксен типа авгит-диопсида, титан-авгита и плагиоклаз (андезин-лабрадор). Основная масса сложена плагиоклазом, клинопироксеном, титаномagnetитом, ильменитом и полуразложившим стеклом. Иногда в ней образуется калишпат, базальтам с повышенной щелочностью характерно присутствие анальцима. Для пород щелочно-ультраосновной формации обычны нефелин, лейцит, псевдоморфно замещенные анальцимом, либнеритом, кальцитом. Ортофиры и кварцевые порфиры, несмотря на замещенность и полное разложение феррических минералов, содержат во вкраплениях санидин. Кварц большей частью развивается лишь в основной массе кварцевых порфиров.

По минералогическому составу можно судить о щелочном угле магм девонского вулканизма. Для более объективной оценки химизма магм проанализировано 160 проб различных вулканических

пород и привлечено 180 химических анализов из литературных источников, которые были обработаны различными методами петрохимических пересчетов и дали однозначный ответ о формационном типе пород.

Прежде всего было обращено внимание на содержание  $SiO_2$  и щелочей с тем, чтобы уточнить щелочной уклон магмы. Весовые содержания  $SiO_2$  и  $Na_2O + K_2O$  каждого химического анализа были нанесены на диаграмму, построенную на основании средних составов магматических пород различных регионов мира [8].

Как видно из рис. I, выделяют четыре ряда пород: щелочно-земельные породы: перидотиты, габбро, базальты, граниты и липариты (поле *abcd*); щелочные кварцсодержащие породы: кварцевые сиениты и трахиты, щелочные граниты, пантеллериты (поле *efk*); щелочные породы без кварца и фельдшпатидов: кимберлиты, меймечиты, щелочные базальты, трахиандезито-базальты, трахиты (поле *ghim*); фельдшпатоидные щелочные породы: нефелиновые якупирангиты, базаниты, нефелиниты, тефриты, фонолиты (поле *nlm*).

Почти все химические анализы эффузивных пород впадины (312 из 340 анализов) легли в области развития щелочных пород. Намечается четыре области рассеивания точек, отвечающих главным петрографическим группам пород: I - область щелочно-ультраосновных пород; II - область щелочных базальтовых и фельдшпатоидных пород; III - область трахиандезитов, ортофиоров; IV - область кварцевых порфиров. Кратко остановимся на характеристике каждой группы.

Ультраосновные породы региона характеризуются явно повышенной щелочностью и ни одна из разновидностей не приближается к дунитам, перидотитам, которые являются начальными представителями щелочноземельного ряда пород. Большая часть анализов легла в область фельдшпатоидных пород (анкаратриты, лимбургиты, нефелиновые якупирангиты), хотя микроскопически в силу неполной раскристаллизации и замещенности пород нефелин диагностирован не был.

Наиболее представительной и распространенной среди эффузивной пород является группа щелочных базальтов и фельдшпатоидных пород (II область). По рассеиванию точек можно судить, что серия базальтовых пород впадины является щелочной, а не толеитовой. Важно отметить, что все выделенные нами петрографические разновидности базальтов: оливиновые базальты, мелафиры, анальцимовые базальты, анкармиты и их гипабиссальные разновидности (диабазы и докриты) локализуются в поля безкварцевых щелочных и отчасти фельдшпатоидных пород. Следовательно, по петрохимическим признакам эффузивы

нижней, верхней эффузивно-пирокластических толщ и гипабиссальной фации неразличимы и, следовательно, комагматичны.

Лейцит- и нефелинсодержащие породы близки к средним составам базанитов, малиньитов, нефелинитов и характеризуются отсутствием мелилита.

Лейкократовые представители основной магмы, которые были определены как андезиты или андезито-базальты, оказались по содержанию щелочей близкими к трахиандезитам, трахиандезито-базальтам. Они объединены в одну область с ортофирами, кератофирами, сиенит-порфирами (область III).

Представители кислой группы пород - кварцевые порфиры (область IV) - большей частью тяготеют к полю *fsk*, к щелочным разновидностям: трахилипаритам, пантеллеритам. Анализы, взятые из отчета С.С.Восанчук и других, рассеяны в поле сильно насыщенного кварцем щелочноземельных пород. Однако они не имеют конкретной увязки с микроскопическими исследованиями и допускается, что эти породы претерпели метасоматическое вторичное окварцевание.

Сделана попытка расчета химического состава некоторых эффузивных пород на нормативные минералы по методу *СУРВ* [9] с целью уточнения минералогического состава пород, так как часть расплава застыла в виде стекла и криптокристаллической основной массы и не поддается распознаванию. Однако этот метод не дал удовлетворительных результатов, очевидно, в связи с замещенностью большей части исследуемых пород. Так, в оливиновом долерите (таблица) при расчетах вместо оливина в составе пород появляется гиперстен. В шлифах анкаратрита четко диагностируется оливин, моноклинный пироксен и нефелин, однако, при пересчетах на нормативные составы здесь все темноцветные минералы представлены только гиперстеном, а также кварцем вместо нефелина. (Обр. 100-Л - оливиновый долерит, скв. Лемяки-100; 438 - диабаз, Дмитриевский купол; 258 - оливиновый базальт, скв. Пакуль-227; 295 - анкаратрит, скв. Борковка-10; 487 - пикрит, скв. Белоцерковская-231; 453 - диабаз, Роменский купол; 25 - ортофир, скв. Брусиллов-2). В двух анализах диабазов из Дмитриевского и Роменского куполов при расчетах появляется нормативный нефелин и породы обнаруживают явный щелочной уклон. Однако присутствие нефелина не подтверждается микроскопическими наблюдениями, несмотря на полную и достаточно крупную раскристаллизацию диабазов (поэтому расчет по указанному методу ввиду его трудоемкости и неточности нецелесообразен).

Все химические анализы пересчитаны методом А.Н.Заварицкого и нанесены на диаграмму, при этом, кроме фигуративных точек, отвечающих каждому химическому анализу, высчитаны средние характеристики для главных типов пород и проведены вариационные кривые (рис.2). Исходя из представлений о существовании двух магм, проведены две ветви, которые практически сливаются в одну в области фельдшпатоидов щелочных базальтов. Первая ветвь проведена от ультраосновных пород (лимбургитов, анкаратритов) к собственно щелочным (лейцититам, нефелинитам). Вторая - от оливиновых к щелочным базальтам и далее к трахиандезитам и ортофирмам-кератофирмам. Примечательно, что средние составы диабазов и оливиновых базальтов почти совпадают в правой части диаграммы, а в левой в диабазах отмечается несколько больше анортитового компонента.

Нормативный состав некоторых эффузивных пород ДВ

Минерал	Образец						
	100-Л	438	258	295	487	453	25
сс	9,2	-	0,5	8,8	1,0	-	15,4
ap	0,6	0,4	-	-	0,5	0,2	-
zr	6,6	4,0	3,7	0,1	9,0	4,0	1,7
tr	-	-	-	-	-	-	1,4
nl	-	-	-	-	-	-	3,0
mt	9,4	7,5	3,7	9,2	6,1	6,0	-
hm	-	-	-	-	3,3	-	4,7
ab	11,0	10,9	6,0	4,3	4,1	10,5	26,7
ne	-	0,6	-	-	6,6	1,2	-
ort	0,8	3,0	3,0	4,8	0,5	3,6	13,5
tc	-	-	-	-	-	-	-
an	12,5	11,5	14,5	18,6	4,8	11,7	3,4
wo	14,5	15,0	11,6	-	27,4	16,7	-
di	11,5	11,6	8,9	-	27,4	12,1	-
fs	2,9	3,4	2,6	-	-	4,6	-
al	-	25,0	17,7	-	9,3	21,3	-
so	-	7,1	5,1	-	-	8,1	-
sa	-	-	-	-	-	-	-
en	14,9	-	17,7	39,7	-	-	-
ny	3,5	-	5,1	6,1	-	-	-
fs	2,5	-	-	5,6	-	-	27,8
q	-	-	-	2,6	-	-	2,5
c	-	-	-	-	-	-	-

По направлению векторов можно судить, что в меланократовых разностях фемические минералы имеют магnezально-кальциевый состав и среди щелочных полевых шпатов преобладают натриевые компоненты (в том числе появляется нефелин). В лейкократовых - фемические минералы разломлены и замещены слюдами, в силу чего появляется характеристика "а" и вектора имеют направление в плоскости *bcq* справа налево. В левой части диаграммы вектора для лейкократовых разностей выложены за счет значительного содержа-

ния в породах калишпата. На диаграмме проведена линия равновесия альбит-нефелин, относительно которой составы пород большей частью ложатся вблизи линии и в области развития нефелина.

Итак, по всем петрохимическим данным вулканогенные породы ДДВ относятся к ряду умеренно-щелочных недоосищенных  $SiO_2$  пород и сопоставимы с вулканогенными породами оливин-базальтовой и щелочно-ультрасосновой формации, характерных для континентов и для которых отмечается тесная связь с глубинными разломами. По ряду признаков, а именно: накоплению мощных вулканогенных толщ, обилию пирокластических продуктов, щелочному характеру магмы, порядку дифференциации от оливиновых базальтов к ортофирмам и кварцевым порфирам, развитию в отдельных участках щелочно-ультрасосновых пород, вулканогенные образования впадины очень схожи с формацией рифтовых зон, в частности Восточно-Африканского рифта [10].

Девонская щелочная оливин-базальтовая формация проявлялась преимущественно в эффузивно-пирокластических фациях с подчиненным развитием гипабиссальных пород. Образование ее связано с формированием глубинных разломов и опусканием внутренней части впадины, при этом разломы, очевидно, являлись подводными каналами для магмы. О масштабах развития девонского вулканизма можно судить весьма условно, так как большая часть девонских отложений еще не вскрыта бурением и не доступна для изучения, а геофизические данные недостаточно надежны. Однако, имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что вулканизм был интенсивным и покрывал значительную часть площади впадины.

Характерной чертой девонских извержений было накопление большого количества пирокластического материала, особенно значащие извержения, и быстрая фациальная смена разрезов в пространстве с выклиниванием вулканогенных толщ. Это говорит о том, что извержения происходили из аппаратов центрального типа, которые нередко образовывали цепочки вдоль глубинных разломов. В последнем случае значительные площади покрывались вулканогенными породами, как например, на Чернигово-Брагинском выступе. В случае единичных центров извержений вулканические продукты имели локальное развитие, они накапливались главным образом вблизи вулканических построек, тонкий пепел разносился на десятки километров (Припятская впадина), а по боковым трещинам магматический расплав базальтовой магмы пассивно внедрялся в соседние с вулканами области, образуя пласты и дайки в соленосных отложениях.

Таким образом, хотя практически вся территория впадины от Донбасса до Припяти была охвачена вулканизмом, последний имел локальное развитие, осредотачиваясь вблизи краевых зон глубинных разломов, поперечных разломов приподнятых блоков фундамента, а возможно, и осевой части впадины, имеющей характер горста [11].

Особое место в вулканизме впадины занимает формирование щелочно-ультраосновой группы пород, которые имеют пространственную, временную, петрохимическую связь с оливин-базальтовой формацией. На фоне общего оливин-базальтового вулканизма эти породы занимают небольшое место, осредотачиваясь в участках особенно повышенной тектонической активности: Покрово-Киреевский на юго-западе Донбасса, Белоцерковский у южного краевого разлома, Припятский на границе с Черниговским выступом, Брусилловский у северного краевого разлома.

Для данной формации характерны крайняя изменчивость, пестрота петрографического состава, и, главным образом, пирокластический материал. На территории ДДВ, Припяти она выражена грубообломочными туфами, кластолавами, возможно, связанными с трубками взрыва. Перемежавшиеся с туфами лавы незначительны по объему и представлены авгититами, мейкечитами, нефелинитами. Лишь в районе с. Покрово-Киреево этот комплекс пород более дифференцирован и слагает целые массивы пироксенитов и малинит-гвитов.

Некоторые исследователи [5], детально изучавшие данную формацию, предполагают, что магма, ее создавшая, возникла на глубине 100-200 км. Сравнивая химические анализы 19 образцов математическим методом В.Н.Бондаренко, пришли к выводу, что пироксениты и оливиновые базальты не комагматичны, и, следовательно, являются продуктами разных формаций [12]. Связь щелочно-ультраосновых и оливин-базальтовых магм в настоящее время обсуждается в науке и накапливаются факты для окончательных выводов. Большинство исследователей признают самостоятельность этих формаций, причем считают, что щелочно-ультраосновая формация порождена магмой больших глубин. Подводящие ее разломы характеризуются большой глубиной заложения и рассекают верхнюю мантию вплоть до первородного вещества мантии.

В областях, где развиты обе формации, как в ДДВ, и где в вулканических обломочных щелочно-ультраосновых породах встречаются обломки оливиновых базальтов, а цементом щелочно-ультраосновых туфолав часто служит оливиновый базальт, трудно разобщить формации. Вероятно, оливин-базальтовый вулканизм и сопутствующий

ему щелочно-ультраосновной имеет сходство. Зарождавшаяся на большей глубине щелочно-ультраосновная магма могла испытывать влияние и смешиваться в области верхней мантии с оливин-базальтовой, образуя сложные по составу продукты вулканизма.

#### Л и т е р а т у р а

1. Антипов В.И., Кліточенко І.П. Про геологічну природу Дніпровсько-Донецької западини і суміжних регіонів. - Геол.журн. 1970, т.30, в.1, с.
2. Мартынов А.А. Структурные этапы Днепровско-Донецкой впадины. Автореф. канд. дисс. М., 1967.
3. Баранов И.Г. Формирование структур Днепровско-Донецкой впадины и их нефтегазоносность. М., "Недра", 1965.
4. Лебединский В.И. Магматические формации Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба. - ДАН СССР, 1967, т.174, № 3.
5. Гоньшакова В.И., Корзун В.П. Особенности проявления щелочно-ультраосновного-щелочного базальтоидного вулканизма на древних платформах в связи с проблемой верхней мантии. - В сб.: Кора и верхняя мантия земли. М., "Наука", 1968.
6. Гладких В.С. К петрологии верхнедевонских вулканогенных пород Припятского и Днепровского грабенів. Бюллетень МОИП, отд. геолог., т.XIVII/6/, 1972.
7. Гоньшакова В.И., Бойчук М.Д., Бутурлинов Н.В., Стремовский А.М., Юрченко В.Ф. Появление щелочноультраосновного - щелочно-базальтоидного магматизма в зоне сочленения прогиба Большого Донбасса с Украинским кристаллическим щитом. Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 9.
8. Маракшев А.А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород. - Известия ВУЗов, сер.геология и разведка, № 8, 1973.
9. Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат, 1956.
10. Герасимовский В.И., Поляков А.И. Вулканические породы рифтовых зон Восточной Африки. - Геохимия, 1970, № 4.
11. Доленко Г.Н., Варичев С.А., Галабуда Н.И. и др. Закономерности формирования и размещения нефтяных и газовых месторождений Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции. - В кн.: Условия формирования и закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений на Украине. К., "Наукова думка", 1968.
12. Кириченко Л.П. К вопросу о комагматичности основных эффузивов и пироксенитов юго-западного Донбасса. - ДАН СССР, 1970, т.190, № 4.

УДК 553.061.2 ; 553.065

Н.П.Семененко, Д.П.Хрущов, Г.Д.Лепигов, В.М.Строев  
Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Киев

#### ЦИКЛЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В СОЛЯНОКУПЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

В результате широкого развития поисковых работ на нефть, газ, самородную серу и другие полезные ископаемые в двадцати трех стру-

ктурах Днепровско-Донецкой впадины установлены проявления рудной минерализации, связанные, по мнению большинства исследователей, с гидротермальной деятельностью.

В Роменской солянокупольной структуре выявлено оруденение, представленное свинцом, цинком, медью, ниобием, никелем, кобальтом и группой редкоземельных элементов в близких к промышленным концентрациях.

Наиболее интенсивное оруденение установлено в надсомевой брекчи в северной части структуры.

Содержание свинца здесь составляет 0,02-0,06, цинка 0,007-0,3, меди до 0,04, ниобия до 0,02, молибдена до 0,005, лантана до 0,15, кобальта до 0,15%. Менее интенсивное оруденение наблюдается в центральной части зоны брекчи; в сульфатной толще (свинца 0,001-0,003, цинк, молибден 0,007-0,2%.

Частичная локализация цинка (0,01-0,1%), лантана, церия и иттрия происходит также во внешних зонах соляного ядра структуры.

С диабазовой брекчией связана никелевая минерализация (0,003-0,03%). В боковой брекчи на северо-западе штока обнаружены содержания редкого цветного металла до 0,00085%.

В Песоченской солянокупольной структуре установлена минерализация в нижних горизонтах северо-восточной части кепрока. Минерализация представлена флюоритом, пропитывающим брекчированный известняк и сопровождается концентрацией меди (до 0,8), цинка (0,4), молибдена (до 0,02), никеля (до 0,005), кобальта (до 0,04%) и др. Содержание флюорита от первых процентов до 43%.

Цинковое оруденение в минералогическом отношении представлено сфелеритом, с которым ассоциируют включения галенита. Известный интерес представляет также повышение концентраций церия, лантана и ниобия, десятикратно превышающее кларковые величины. Забой скважины из минерализованной зоны не вышел. Вскрытая мощность зоны более 20 м. Предполагается, что скважиной встречена выклинивающаяся часть оруденения; наиболее интенсивная минерализация отмечена в сводовой части антиклинального перегиба структуры.

В Логовиковском соляном куполе выявлены свинцово-медное и цинковое оруденения, обособливающиеся в различных частях структуры. Содержания свинца до 0,06, меди до 0,6, цинка до 0,3%. Свинцовоцинковая минерализация сопровождается пониженными содержаниями кобальта (до 0,02%).

На Лейковской структуре в юго-восточной части кепрока одной из скважин встречено тектоническое нарушение, характеризующееся развитием следов гидротермальной деятельности - осветления, аплотизации, хлоритизации, пиритизации, окварцевания. В брекчии встречены кристаллы турмалина и граната группы альмандина, а также скаполит и прослоек пирит-гематической породы. В кепроке выявлены признаки медной (до 0,1) и цинковой (до 0,06%) минерализации, отмечен высокий фон редкоземельных элементов.

В Синевском поднятии предполагается наличие гидротермальных изменений в зоне подсолевых брекчий. Установлены концентрации кобальта до 0,03, никеля до 0,02, а также наиболее высокие для пород кепрока содержания молибдена - до 0,06% (данные треста "Днепрогеология"). По данным Л.Г.Бернадской, в обломках известняка на контакте с вулканогенными породами наблюдается сульфидная минерализация, представленная пиритом и халькопиритом.

В Дмитриевском куполе в верхней карбонатно-глинистой зоне брекчии сосредоточены проявления меди (до 0,01%), а также повышенные концентрации свинца, ниобия, никеля, иттрия и др.

В Каплинцевской структуре в брекчии кепрока наблюдается следы наложенных процессов (кальцитизация, пиритизация, сидеритизация, окремнение), установлена свинцово-цинковая минерализация (до 1%).

Признаки гидротермальной деятельности в виде зон осветления (карбонатизации) встречаются в кепроках Ефремовской, Алексеевской и Медведовской структурах (в последней отмечена также зона кальцитизации [1] на Новомечбиловской, Волвенковской и других структурах юго-востока впадины отмечена парагенетизация гидрослед, рассматриваемая А.Е.Лукиным и А.Л.Труханом как следствие гидротермального воздействия).

В восточной части Беляевской солянокупольной структуры обнаружено полиметаллическое оруденение, локализующееся в надсолевой брекчии и частично в отложениях драновской свиты верхней перми [2]. Мощность зоны оруденения от 5 до 20 м, промышленными содержаниями характеризуются зоны мощностью 5-10 м. На отдельных участках кепрока отмечена концентрация ртути (тысячные доли процента). Полиметаллическая минерализация представлена сфалеритом и галенитом.

В соляных массивах Парафиевской, Каплинцевской, Солоницкой, Ефремовской, Алексеевской, Беляевской структур встречены кристал-

ли сфалерита, который ассоциирует с пиритом, флюоритом, целеститом, магнетитом, редко с паризитом.

В Чернухиноской (Поздняковской), Парафиевской [3], а также в Беляевской, Алексеевской и Ефремовской солянокупольных структурах установлена редкоземельная минерализация, представленная паризитом. Цериовое оруденение отмечено также в Роменском штоке, в семи пробах содержание элемента составляет до 0,2%.

В Великозагоровском поднятии открыто оруденение кильного типа, распространяющееся в доломитах нижнебашкирского подъяруса и известняках верхневизейского возраста в прилегающей к штоку нормально-осадочной толще. Представлено главным образом пиритом с повышенным содержанием свинца (0,1-0,3), цинка (0,1-0,2) и меди (до 0,1%). В доломитах нижнебашкирского подъяруса наблюдается медное оруденение; содержание меди в точечных пробах достигает 5%. Минерализация выражена субмикроскопическими включениями ковеллина [4].

Особо следует упомянуть акцессорную никель-кобальтовую минерализацию Черниговского поднятия, которая связана с породами спилитокератофировой формации верхнего девона. В Анисовской структуре, по данным А.Д.Бритченко, в трещинах вулканогенных пород встречен галенит.

По-видимому, с описанной минерализацией солянокупольных структур непосредственно связано редкоземельное оруденение, выявленное в отложениях харьковской свиты в непосредственной близости от Роменского и Синевского штоков, в последнем содержание лантана достигает 0,3%.

Минералогический состав рудной минерализации изучен слабо.

По примеру Беляевской, Ефремовской и прочих структур, где присутствие цинка в соляных породах штока связывается со сфалеритом, изученным в нерастворимых остатках, следует полагать, что цинковая минерализация Роменского, Песоченского, Логовиковского, Каплинцевского и других штоков представлена аналогичными формами. Свинцовая минерализация выражена галенитом.

Сульфидный характер оруденения и аналогия северо-западного Донбасса позволяет сделать сходное заключение о ртутном оруденении Роменской структуры.

Возникновение геохимических барьеров обуславливалось образованием ореолов восстановительных условий в зоне надсолевой брекчи и околоштоковых пространствах, а также наличием близких к насыщению соляных растворов.

Таблица I

Период, время	Тектонический режим ДДВ	Циклы складчатых движений	Фазы складчатых движений	Фазы роста солянокупольных структур	Микрофаза проявления магматизма (по В.И.Скаржинскому, И.С.Усенко, И.М.Ямниченко и др.)	Культовые структуры
А А <sub>1</sub> А <sub>2</sub> А <sub>3</sub>	Платформенный	Альпийский	Савская Ларамийская	Предпалеогеновая	Неогеновая	Краснодонский базальтовый комплекс (80 млн. лет)
Б <sub>1</sub> Б <sub>2</sub> Б <sub>3</sub>	Переходный	Киммерийский	Донецкие		Предверхнерская	Миусский лампрофировый комплекс (160±112 млн. лет) Горизонты вулканических туфов андезитового состава и туфогенных пород ДДВ и Донбасса (граница Б <sub>2</sub> Б <sub>3</sub> )
Г Г <sub>1</sub> Г <sub>2</sub> Г <sub>3</sub>	Субтеосинклиальный	герциниид	Древнекиммерийская		Предбурская	Андезит-трахиандезитовый комплекс (200-230 млн. лет)
В <sub>1</sub> В <sub>2</sub> В <sub>3</sub>			Пфальцская		Предтриасовая	Гипабиссальные интрузии (?) габбрового состава юго-восточной части ДДВ
			Заальская	Предверхнеперская	Южно-Донбасский интрузивный субщелочной комплекс (330 млн. лет) Сиенитовый комплекс (?) северо-западного Донбасса	
Д Д <sub>1</sub> Д <sub>2</sub> Д <sub>3</sub>			Бретонская	Предкаменноугольная	Предбашкирская Преднамирская Предпоздневизейская Предвизейская	Покрово-киреевский интрузивный щелочной комплекс (330 млн. лет) Трапсовая формация верхнего девона ДДВ и северо-западного Донбасса Волновахско-еланчикский эффузивный базальтоидный комплекс (335-365 млн. лет) Приазовский интрузивный щелочно-ультраосновной габброидный комплекс (380-390 млн. лет)

Примечание: стрелками указаны прямая и возможная связи фаз складчатости, фаз роста солянокупольных структур и проявлений магматизма.

Гидротермальная минерализация фиксировалась в породах окружающей нормально-осадочной толщи, боковой и надсолевой толщи. Часть минералообразующих растворов проникала в соляную толщу.

Общетеоретические предпосылки определения характера гидротермальной минерализации региона таковы.

Днепровско-Донецкая впадина является областью Доно-Днепровской металлогенической провинции.

Днепровско-Донецкая впадина, по своему характеру относится к субплатформенным структурам типа авлакогена, возникла в среднем девоне. В развитии региона выделяются два периода - субгеосинклинальный (девон-триас) и платформенный (пра-четвертичный). Каждый из этих периодов характеризуется развитием вулканических процессов, связанных с тектонической активностью района.

В субгеосинклинальный период развития впадины выделяются два тектоно-магматических этапа: первый - от девона до нижней перми, второй - от верхней перми до триаса. Платформенный период представлял третий - единый этап, сопровождавшийся прерывистой тектонической деятельностью.

В пределах Днепровско-Донецкой впадины предполагается развитие нескольких циклов гидротермальной деятельности, соответствующих герцинской; киммерийской и альпийской металлогеническим эпохам.

По-видимому, эти циклы следует увязывать с проявлениями вулканизма на территории впадины и смежных регионов, которые в свою очередь, по общетеоретическим представлениям, связаны с фазами складчатых движений, проявившихся на территории этих регионов (табл. I). В настоящее время в пределах Днепровско-Донецкой впадины, северо-западного Донбасса и смежных структур установлено не менее четырех групп проявлений вулканизма в верхнем девоне, в предверхнепермское время, в пре и, очевидно, в предпалеогеновое время. Две первых группы относятся к субгеосинклинальному периоду развития и отвечают двум тектоно-магматическим этапам.

Первая из них относится, по В.И.Скаржинскому, к доскладчатому этапу. Вторая связана с заальской фазой складчатости, основные движения которой происходили в предверхнепермское время. Две последние группы представляют платформенный период развития впадины, который следует рассматривать как единый этап, сопровождавшийся ослабленной тектонической деятельностью. Третья группа, таким образом, является отражением донецких фаз складчатости (пр-

ский период, предверхнеперские движения), а четвертая - ларамийской складчатости и более поздних фаз альпийского цикла.

В соответствии с этими общими положениями на основании анализа имеющихся проявлений, гидротермальной минерализации смежных регионов (в основном северо-западного Донбасса) и общетеоретических данных разрабатывается схема металлогении региона.

Как известно, развитие вулканической и поствулканической деятельности связано с региональными разломами, секущими допалеозойский фундамент впадины. В осадочной толще путями прохождения продуктов эндогенной деятельности были нарушения более мелкого порядка, в частности, каналы диапировых структур и сопровождавшие их разрывные дислокации.

Отметим, что общерегиональные тектонические движения (фазы складчатости), рост солянокупольных структур и магматизм - процессы взаимосвязанные. Таким образом, проявления магматизма складчатого и послескладчатого этапов совпадают во времени с фазами роста солянокупольных структур: предверхнеперской, предверхнеперской, и очевидно, предпалеогеновой. Исходя из этого, следует полагать, что с этими фазами роста и была связана гидротермальная деятельность, поскольку именно рост соляных структур создавал благоприятные условия как для поступления рудоносных растворов в верхние структурные этажи осадочной толщи, так и для процессов минералообразования.

Взаимоотношения солянокупольных структур с определенными циклами гидротермальной деятельности определялись методом исключения и абсолютного преобладания рудных элементов в структурах с различной историей развития. Задача облегчалась наличием в регионе соляных штоков одноразового развития (Песоченский и др.).

По времени образования в Днепровско-Донецкой впадине выделяются три типа солянокупольных структур: предкаменноугольные, предверхнеперские и предпалеогеновые. Каждый из этих типов мог захватываться определенными циклами постмагматической деятельности; благодаря чему структуры более древнего заложения могли оказываться в наиболее благоприятном положении, подвергаясь воздействию всех последующих циклов, с повторным наложением минерализации. Девонские отложения, соответственно, подвергались воздействию всех четырех гидротермальных циклов (однако в соляных штоках оруденение обычно носит фрагментарный характер ввиду раздробленности пород, вовлекавшихся в движение при росте соляных поднятий). В верхнепалеозойских структурных этапах (карбон-нижняя

Пермь) может фиксироваться оруденение второго, третьего и четвертого цикла. В структурном этапе, охватывающем верхнепермские, триасовые, нижне- и верхнеюрские отложения, можно ожидать минерализацию третьего и четвертого циклов, в верхнеюрских и залегающих выше толщах - лишь минерализацию четвертого цикла.

Металлогеническая характеристика вулканических и поствулканических образований следующая.

С породами спилито-кератофировой формации верхнего девона связана акцессорная минерализация никеля, кобальта, хрома, ванадия, свинца. Прямых указаний на сопутствующие гидротермальные процессы нет. Как уже отмечалось, на доступных глубинах оруденение может иметь лишь фрагментарный характер.

Второй (нумерация условна) цикл гидротермальной деятельности соответствует ранним и средним этапам развития геосинклинали и, по В.А.Билибину и И.Г.Магакьяну, должен сопровождаться образованием месторождений меди, золота, молибдена, вольфрама, полиметаллов, ртути.

В пределах Донецко-Днепровской впадины установлены титан, церий, медь, никель, кобальт. На территории северо-западного Донбасса в этом цикле профилирующими рудными элементами являются железо и титан, характерны элементы церий-лантанового ряда; с циклом связана относительно высокотемпературная гидротермальная минерализация, представленная топазом, турмалином, кварцем, титанитом, скаполитом (Кузнецова и Скаржинский, 1967). В Днепровско-Донецкой впадине высокотемпературная минерализация второго цикла, выраженная аналогичным парагенезисом минералов, встречена на Лейковском штоке.

В пределах впадины и северо-западного Донбасса предполагаются соответствующие данному магматическому циклу сиенитовый (?) комплекс по находке альбитовой породы в Бантышевской структуре [5] и др. и гипабиссальная интрузия основного состава по находке пород типа габбро в Машевской структуре [6].

Третий гидротермальный цикл соответствует послескладчатому этапу развития региона, который с известной мерой условности может сопоставляться с поздними этапами геосинклинального процесса. Некоторые исследователи считают, что для этих этапов свойственно формирование месторождений золота, серебра, полиметаллов, ртути, сурьмы, меди, флюорита. В Днепровско-Донецкой впадине минерализация третьего цикла наименее изучена. Предполагается, что

с ней связаны лантан (?), флюоритовое оруденение. Однако в северо-западном Донбассе цикл представлен наиболее интенсивной минерализацией. Ведущими элементами по С.В. Кузнецовой здесь являются ртуть, свинец, цинк, рядовыми - мышьяк, золото, никель, железо, медь, сурьма, висмут, молибден.

Допускается, что в северо-западном направлении региона деятельность цикла ослабляется, что увязывается с "охлаждением" гидротермальных проявлений от Нагольного края Никитовского рудопроявления до северо-западных окраин Донбасса [67].

Третий цикл гидротермальной деятельности может быть производной магматических проявлений, с которыми связано образование вулканических туфов андезитового состава и туфогенных пород в северо-западном Донбассе и Днепровско-Донецкой впадине [77].

Четвертый цикл гидротермальной деятельности, развивавшейся в платформенный период, по теоретическим представлениям мог сопровождаться минерализацией серебра, золота, меди, флюорита. Действительно, в Днепровско-Донецкой впадине с этим циклом связано колчеданное оруденение и довольно широкий ряд элементов, среди которых профилирующим являются свинец, цинк, медь, фтор; в подчиненных количествах встречаются ртуть, кобальт, никель, молибден, иттрий, лантан, церий, золото. При этом следует отметить, что развитие колчеданного оруденения в осадочной толще (ранний и средний палеоген) несколько смещено по времени от фазы роста соляных штоков (предпалеогеновое время). Не исключено, что в данном случае имеем несколько (два или даже три) проявления гидротермальной деятельности, однако для их выделения у нас нет достаточных данных.

Таким образом, геохимическая специализация соляно-купольных структур и связанного с ними комплекса элементов, а также пространственное их размещение определяются рядом условий, важнейшие из которых этапы активной гидротермальной деятельности и, следовательно, ее специфика и состав; уровень ее фиксации; характер распространения по горизонтали. Уровень фиксации зависит от особенностей развития сети нарушений в зоне диапировой структуры. Характер последней определяется локальными условиями, и прежде всего, временем заложения и периодов активного роста структур. Определение общих уровней фиксации оруденения рассматривалось выше.

На основании этого построена схема прогноза циклов гидро-

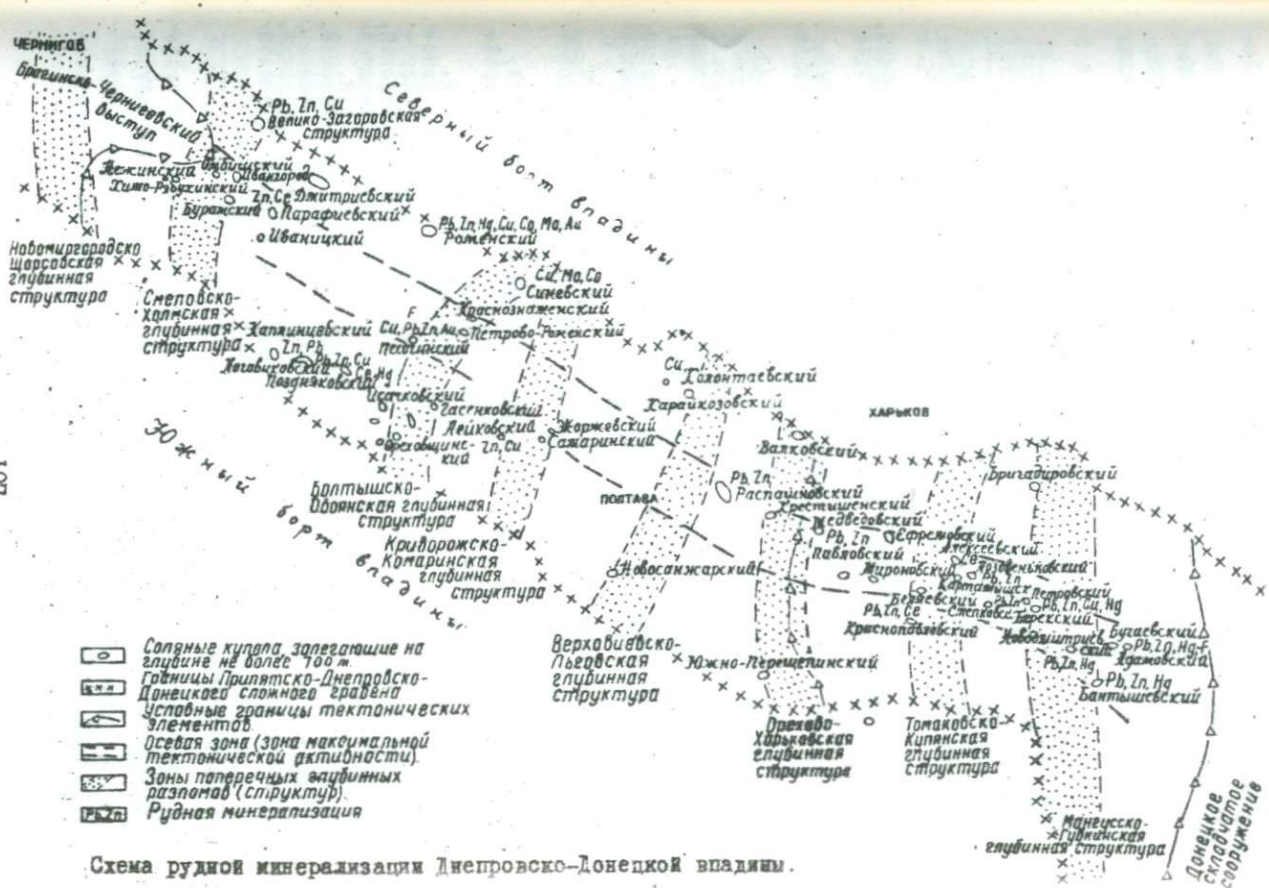


Схема рудной минерализации Днепровско-Донецкой впадины.

термальной деятельности солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины (табл.2).

На основании имеющихся данных можно дать предварительную оценку металлоносности различных структурно-тектонических зон Днепровско-Донецкой впадины на глубинах, доступных для изучения

Т а б л и ц а 2

Цикл	Минерализация	Соляные купола
I	<i>Ni, Co, Cr, V, Pb, Y</i>	Северная краевая зона: Роменский, Южная краевая зона: Исачковский, Поздняковский.
II	<i>Cu, Ni, Co, Ti, Ce, Zn(?) Pb(?), La(?)</i>	Северная краевая зона: Дмитриевский, Роменский, Великозагоровская структура, Бригадировский, Южная краевая зона: Ромодановский, Поздняковский, Новосенжарский, Краснопавловский. Центральный грабен /осевая зона/: Парафиевский, Буромский, Ивангородский, Распашновский, Крестиченский, Беляевский, Мироновский, Ефремовский, Медведовский, Павловский.
III	<i>F(?), La(?)  Hg, Pb, Zn, As, Ni, Mo и др.</i>	Северная краевая зона: Дмитриевский, Роменский, Великозагоровский, Колонтаевский. Центральный грабен: Парафиевский, Буромский, Ивангородский, Ефремовский.
IV	<i>Pb, Zn, Cu, Hg, Co, Ni, Mo, Y, La, Ce, F</i>	Северная краевая зона: Роменский, Великозагоровская структура, Карайковозовский, Валковский. Южная краевая зона: Исачковский, Ромодановский, Поздняковский, Одноперешенинский, Каплинцевский, Логовикowski, Солоницкий, Гасенковский, Лейковский, Самаринский, Боржевский. Центральный грабен: Песоченский, Химо-Рябухинский, Петрово-Роменский, Краснознаменский, Буромский, Ивангородский, Омийский, Распашновский, Крестиченский, Беляевский, Алексеевский, Мироновский, Иванцкий.

при современных технических методах. Наиболее интенсивный характер гидротермальная деятельность носила в активной зоне центрального грабена (рисунок). Большой интерес представляют участки пересечения активной зоны поперечными разломами. Менее перспективны северная и южная прибортовые зоны.

В отношении состава оруденения дается следующая схема металлогенического районирования региона: в зоне центрального грабена наблюдается ртутно-полиметаллическая флюоритово-редкоземельная минерализация, а в краевых зонах - полиметаллическая.

### Л и т е р а т у р а

1. Карпова Г.В., Шевякова Э.Г. Об эпигенетических изменениях глинистого вещества в терригенных каменноугольных отложениях Днепровско-Донецкой впадины. - Литология и полезные ископаемые, 1965, № 2.
2. Кузнецова С.В., Сафронов И.Л., Скаржинский В.И., Энтелис И.Д. Основные черты геологического строения и эндогенного оруденения северо-западной окраины Донбасса. - Геол. журн., 1966, вып. 4, т. 24.
3. Кузнецова С.В., Хрущов Д.П. Про паразит північно-західного Донбасу і Дніпровсько-Донецької западини. - Допов. АН УРСР, 1970, № 11.
4. Лукин А.Э. Об оруденении гидротермального типа на Великозагоровском поднятии. Тезисы докладов III-й конференции молодых геологов Украины. К., "Наукова думка", 1966.
5. Гладышевская Н.Н., Сахацкий И.И., Сафронов И.Л., Скаржинский В.И. Об альбитовой породе района ст.Бынтышево в Донбассе. - ДАН СССР, 1965, № 3.
6. Лукин А.Э., Трухан Л.А. Вторичные процессы в породах карбона и перми солянокупольных поднятий Днепровско-Донецкой впадины. Материалы II-го симпозиума по соляной тектонике. М., 1969.
7. Усенко И.С., Ямниченко И.М. Следы ярского вулканизма в северо-западной части Донецкого бассейна. - ДАН УССР, 1952, т. 65, № 2.

УДК 550.46/477.5/

В.Ф.Раздорожни

Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Киев

### РЕДКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАЛЛЫ В МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ВОДАХ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Редкие щелочные металлы (литий, рубидий, цезий) являются характерными акцессорными элементами минерализованных подземных вод. Концентрации их довольно чутко реагируют на эволюцию химического состава вод в пространстве и времени, поэтому представляют существенный интерес для исследований. Высокая информативность элементов определяется особенностью строения их атомов, обуславливающих, с одной стороны, хорошую растворимость многих соединений лития, рубидия и цезия, а с другой, создающих своеобразный набор содержания, позволяющих судить о характере среды, в которой происходит миграция элементов.

В водных растворах, как и в других геологических объектах, проявляется различие в геохимии лития, рубидия и цезия. Литий

при разрушении горных пород попадает в воды речных систем, в которых сохраняется почти полностью вплоть до бассейнов конечного стока. Последнее объясняется тем, что в растворах лития присутствует в виде иона, радиус которого ( $0,66\text{\AA}$ ) относительно мал, а энергия гидратации велика. В результате ион лития постоянно окружен оболочкой поляризованных молекул воды. В растворах существует своеобразная литиевая мицелла, радиус которой достигает  $10\text{\AA}$ . Относительно большой размер мицеллы и слабая электростатический заряд препятствуют ее поглощению коллоидными веществами, а следовательно способствуют сохранению лития в растворе.

Рубидий и цезий в отличие от лития в водах поверхностного стока сохраняются в незначительных количествах. Оба элемента обладают большими радиусами ионов, энергия гидратации которых невелика. Они сами легко поддаются поляризации и как следствие этого активно сорбируются из растворов органическими и глинистыми коллоидами.

В бассейнах конечного стока, если они представлены замкнутыми уходящими водоемами, идет процесс концентрации и выпадения из растворов солей натрия, калия, магния и др. Те количества редких щелочных элементов, которые достигли бассейнов, благодаря высокой растворимости соединений сохраняются в остаточных растворах (рассолах). Однако для появления повышенных концентраций рубидия и цезия, необходимо отсутствие в растворах примесей коллоидов. Если это условие выполнено, концентрации обоих элементов ко времени начала осаждения карналлита могут достигать относительно высокой величины —  $15\text{ мг/л Rb}$  и  $2\text{ мг/л Cs}$  и представлять промышленный интерес. С началом выпадения карналлита содержания рубидия и цезия в рассолах падают, так как оба элемента начинают входить в структуру возникающей соли, изоморфно заменяя калий.

Содержания лития в бассейнах конечного стока, независимо от того присутствует или отсутствует в растворах коллоиды, увеличиваются по мере осаждения солей и возрастании степени концентрации рассолов. Во время осаждения высокорстворимых солей (сульфата, карналлита и др.) его количество в остаточных растворах может возрастать.

При захоронении осоложнящихся водных растворов под слоем осадков, создаются новые условия существования редкощелочных элементов. Физическая и химическая сорбция элемента усиливает дей-

ствие глинистых и слоистых минералов вмещающих пород на элемент. Сила воздействия становится такова, что гидратные оболочки вокруг ионов лития разрушаются и литий также, как рубидий и цезий извлекается из растворов и переходит в структуры глинистых и слюдянистых минералов, в октаэдрических позициях которых изомерно замещает магний, железо или алюминий.

Этот процесс интенсивнее на контакте глинистых пород со слабоминерализованными подземными водами, где вакантные позиции в глинистых и других слоистых минералах еще не полностью заняты более распространенными катионами (калий, натрий и др.). В контакте с высокоминерализованными водами глинистые минералы осолоняются и теряют способность активно извлекать редкие щелочные элементы. Следовательно, одним из условий появления в погребенных минерализованных водах повышенных содержаний лития, рубидия и цезия, кроме наличия их первичных концентраций, необходимо отсутствие непосредственного контакта вод с вмещающими (особенно глинистыми) породами. Указанным условиям отвечает межкристаллическая рапа осолоненных толщ, поскольку заключение ее в толщу соли предохраняет концентрации лития, рубидия и цезия от разубоживающего действия вмещающих пород, так, рапа сухого оз.Серле (ССША) является источником промышленного получения лития, калия, бора и других редких элементов. Фактический материал о распространении редких щелочных элементов в минерализованных водах Днепровско-Донецкой впадины характеризуется относительно небольшим объемом анализов и несистематичностью отбора проб. Количественные определения лития, рубидия и цезия методом фотометрии пламени выполнены по пробам вод, отобранным при бурении скважин на газ и нефть и полученных из химических лабораторий нефтегазозведочных трестов. Всего с литературными данными по территории ДДВ были проанализированы 62 пробы, из которых 4 характеризуют воды девонских, 42 - карбоновых, 6 пермских отложений, а 10 проб представляют собой смесь пластовых вод. Различий в содержаниях элементов зависящих от возраста вод ввиду ограниченности материала замечено не было.

Анализ имеющегося фактического материала показывает, что постоянным компонентом подземных минерализованных вод ДДВ является литий, рубидий и цезий встречается спорадически. Литий, как правило, содержится в акцессорных количествах (1-8 мг/л) и лишь в отдельных случаях его концентрации поднимаются выше. Рубидий

при чувствительности анализа 0,1 мг/л установлен в 45% проб, в них его содержания колеблются от 0,1 до 0,87 мг/л, причем наиболее распространены содержания 0,25-0,6 мг/л. Цезий при чувствительности анализа 0,05 мг/л установлен лишь в 25% проб, в которых его содержания составляют 0,05-0,37 мг/л распространены (содержания 0,1 мг/л наиболее часты).

Изучение характера распределения содержания редкоземельных элементов показывает, что параллельно увеличению общей минерализации

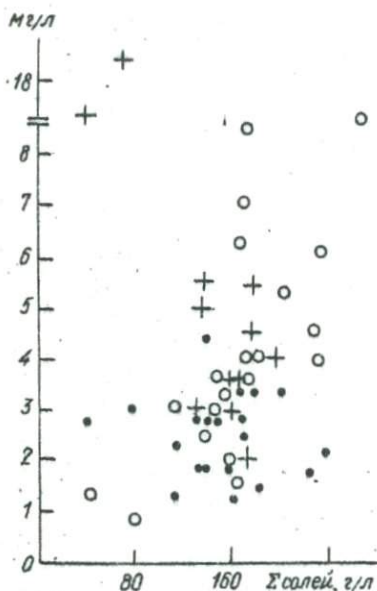


Рис.1. Зависимость содержания  $Li$ ,  $Rb$ ,  $Cs$  от общей минерализации вод:  $\circ - Li$ ;  $\bullet - Rb \cdot 10^{-1}$ ;  $+ - Cs \cdot 2 \cdot 10^{-2}$ .

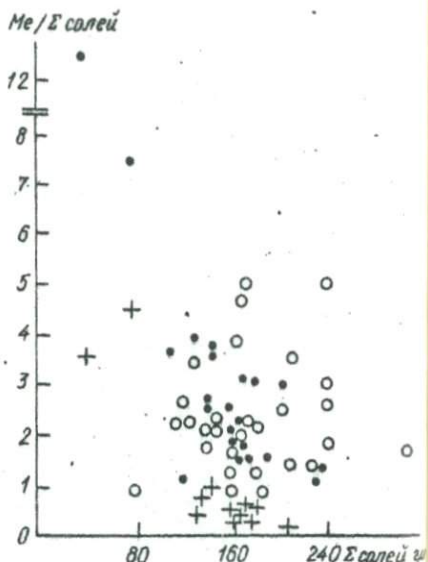


Рис.2. Изменение величины отношений содержания элементов зависимо от общей минерализации вод:  $\circ - Li \cdot 10^5$ ;  $\bullet - Rb \cdot 10^6$ ;  $+ - Cs \cdot 10^6$ .

зации вод наблюдается некоторый рост содержания лития (рис.1). Содержания рубидия и цезия почти независимо от концентрации солей в растворе и остаются примерно на одном уровне. И лишь по наиболее высоким содержаниям видно, что их концентрации несколько выше в слабоминерализованных водах.

Различия в характере распределения концентраций лития, рубидия и цезия в водах ДДВ особенно наглядно проявляются в величине отношений их содержаний к сумме растворенных солей (рис.2). Эта величина показывает, что содержания лития, отнесенные на единицу солей как в среднеминерализованных (40–80 г/л), так и в высокоминерализованных (80–290 г/л) водах находятся примерно на одном и том же уровне. Величины отношений рубидия и цезия меняются в зависимости от минерализации рассолов: чем больше минерализация рассолов, тем величина отношений меньше. Таким образом, в процессе общей метаморфизации и прогрессирующей минерализации вод литий по отношению к макроэлементам сохранялся примерно в одних и тех же пропорциях, а количества рубидия и цезия убывали.

Высокая минерализация вод, сопровождающих скопления нефти и газа, а также особенности химического состава (преобладание натрия и хлора) при низком содержании редких щелочных элементов, по-видимому, свидетельствует, что минерализованные воды купольных структур ДДВ в большинстве случаев являются не остаточными рассолами солеродных бассейнов, а возникли в результате выщелачивания толщ натриевой соли. Содержание редких щелочей в солях натрия незначительно и поэтому независимо от количества солей натрия, перешедших в раствор в результате выщелачивания, и увеличения от этого минерализации подземных вод, содержание редкощелочных элементов в водах существенно не повысится. Указанный тип вод характерен для районов с активной соляной тектоникой и наиболее часто проявляется в купольных структурах.

Минерализованные воды межкупольных пространств со спокойным залеганием мощных пластов соли в отличие от вод купольных структур богаты редкими щелочными элементами. Соли остаточных рассолов бассейнов характеризуются повышенными концентрациями лития и, возможно, рубидия и цезия. В купольных структурах повышенные концентрации рубидия и цезия возможны в связи со слабоминерализованными "взвильными" растворами, формирующимися на большой глубине в зонах глубинных разломов.

УДК:552.323

Н. А. Савченко

Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Киев  
УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ И ВОЗРАСТ ЛАМПРОФИРОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ  
ПРИПЯТКО-ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО ПРОГИБА

Среди плутоно-вулканических образований гипабиссального облика в Восточном Донбассе особое место занимает лампрофиры, ко-

торые образуют малые тела вдоль протяженных поясов северо-восточного и субмеридионального простираний и контролируются зонами нарушений глубокого заложения.

Изученные породы развиты в Ново-Шахтинском р-не (Ростовская обл.), который в структурном отношении входит в состав Старобельско-Миллеровской моноклинали [1, 2], осложненной Аксайско-Калитвинской и Айдар-Деркульской поперечными глубинными структурами [3] и, возможно, также Лосево-Усмановской зоной глубинного разлома [4]. Последний подходит с севера и пересекает погруженный вго-восточный склон Воронежского кристаллического массива, с которым связаны протерозойские ультраосновные тела троянско-мамоновского габбро-норит-гипербазитового комплекса и базальтовые поля девона.

По данным геофизических исследований, фундамент, представленный кристаллическими сланцами и розовыми гранитоидами, залегает на глубине 15-18 км [2]. Как показали новые данные глубокого бурения треста "Харьковнефтегазразведка" [5], на Бобриковском куполе (забой на гл. 312,0 м) расчетная мощность нижнекаменноугольных отложений в Центральном Донбассе может быть не выше 5,0-6,5 км. Таким образом, в прибортовых частях бассейна (северное направление) мощность нижнего карбона уменьшается до первых километров, особенно за пределами Северодонецкого надвига.

Земная кора под Донбассом толще, чем под Днепровско-Донецкой впадиной, причем по данным ГСЗ раздел "К" отмечается на глубине 25-30, а раздел "М" - 40-45 км [2, 12].

Лампрофилы залегают непосредственно в осадочных породах карбона (считы  $C_2^3, C_2^7$  и др.), представленных [6] песчаниками, сланцами, аргиллитами, алевролитами и, редко, известняками. По данным химического анализа песчано-глинистые сланцы вблизи контакта с вулканическими телами имеют состав (вес.%)  $SiO_2$  - 57,53,  $TiO_2$  - 0,88,  $Al_2O_3$  - 19,79,  $Fe_2O_3$  - 0,91;  $FeO$  - 5,93;  $MnO$  - 0,14;  $MgO$  - 2,99;  $CaO$  - 1,05;  $Na_2O$  - 2,21;  $K_2O$  - 3,12;  $R_2O_5$  - 0,14;  $S$  - 0,19;  $H_2O_{зурр.}$  - 0,18; П.П.П. - 2,04\*.

Лампрофилы образуют штокообразные тела (малых размеров) и, по-видимому, межпластовые залежи. Мощность тел колеблется от 0,5-1,0 до 10,0 м и более. Контакт с вмещающими углисто-глинистыми сланцами активный, однако, зонки ороговикования (представленные породами типа адином) определяются мощностью в несколько

\* Лаборатория ИГФМ АН УССР, аналитик С.П.Модленко

дециметров, иногда первые метры. Лампрофиры отмечены на глубине 130,0-400,0 м, встречаются и на глубине 644,0 м (скв. 3784; обр. 010/07 и 010/15). Лампрофиры включают в себя ксенолиты - идеально окатанную "гальку" сливных кварцитов в поперечнике до 5 см, которую следует рассматривать как эруптивную брекчию (рис. 1, 2). Это оригинальное образование может в значительной мере способствовать выяснению механизма внедрения магмы. Порода содержит не только окатанную "гальку" (рис. 2), но и обломки остроугольной брекчи, поскольку в момент внедрения процесс приобретал признаки взрыва, хотя это явление считается характерным главным образом для кимберлитовых, карбонатитовых и других "трубок взрыва".

Лампрофиры темно-серые до густо-зеленого цвета, плотные; текстура мелкозернистая, часто афировая за счет участков различного состава. Структура лампрофировая с панидиоморфнозернистой основной массой и хорошо выделяющимися на ее фоне удлиненными кристалликами темноцветных минералов; на глубине 644,0 м отмечается слюдная разновидность лампрофиров с роговой обманкой с высокомагнезиально-железистым биотитом (рис. 3).

В состав породы входят калиевый полевой шпат, плагиоклаз, роговая обманка, которая впервые была описана Н.В. Бутурлиновым [7] как баркевикит; кроме того в породе встречены диопсид, из сульфидных минералов - пирит, а вблизи контактов - кварц. Пирит встречается в виде вкрапленности зерен размером 1х2 мм, а также линзочек размером 5х15 мм в контакте с вмещающими породами.

Калиевый полевой шпат, встречающийся в лампрофитах, указывает [8] на возможность развития здесь более щелочных, т.е. сиенитовых, разновидностей пород типа миннет или вогезитов. Наличие диопсида, который обычно представляет центральную часть пироксена с эгириновой оболочкой, также свидетельствует о более щелочной линии пород типа мончикита. Такие разновидности известны в литературе [8] под названием камптовогезитов.

Петрохимические особенности исследуемых пород Ново-Шахтинского р-на (глубина 644,0 м) позволяют рассматривать их не как производные диоритовой магмы, а как близкие представители щелочных габброидных и базальтоидных пород (без фельдшпатитов).

На основании данных химических анализов (таблица) среди лампрофиров Ново-Шахтинского р-на Восточного Донбасса по содержанию кремнезема, глинозема и щелочей могут быть выделены три

КОМПОНЕНТЫ	0 IO/O	0 IO	0 IO/2	I	2	3	4/a	5	6
$SiO_2$	56,51	42,81	55,84	43,30	40,30	51,42	52,01	50,79	53,52
$TiO_2$	0,54	0,70	0,80	1,14	0,50	1,20	1,48	1,02	1,24
$Al_2O_3$	20,55	10,75	13,81	11,90	12,42	13,56	13,99	15,26	14,57
$Fe_2O_3$	2,30	4,26	2,71	3,37	7,64	3,08	3,89	3,29	3,52
$FeO$	5,39	5,02	5,74	5,24	5,04	5,90	6,55	5,54	5,52
$MnO$	0,12	0,30	0,18	0,18	0,02	0,15	0,10	0,07	0,38
$MgO$	2,90	12,90	7,70	13,66	12,34	8,22	6,74	6,33	6,60
$CaO$	1,12	11,32	3,00	10,19	12,10	7,38	2,84	5,73	7,03
$Na_2O$	2,08	2,00	3,65	1,56	3,31	2,55	3,18	3,12	3,48
$K_2O$	3,33	1,31	1,22	2,95	1,22	5,55	3,50	2,79	2,28
$P_2O_5$	0,18	0,27	0,16	-	0,99	-	1,25	0,35	0,34
S	0,12	-	1,01	-	-	-	0,22	-	-
$H_2O_{зап.}$	0,23	1,82	0,59	2,31	3,22	0,60	3,01	5,71	-
П.П.П.	3,59	0,79	2,95	1,29	-	-	0,98	-	1,75
$CO_2$	1,21	5,68	1,55	3,63	0,60	0,62	0,59	-	-
$SO_3$	-	0,30	-	0,29	-	-	-	-	-
$BaO$	-	-	-	-	-	-	0,19	-	-
Сумма	100,17	100,23	100,40	99,72	100,64	100,23	100,52	-	-

Коэффициенты по Н.А.Завариц- кому	010/0	010	010/2	1	2	3	4/а	5	6
<i>a</i>	9,0	6,3	9,9	7,7	8,2	9,3	12,7	11,4	10,8
<i>c</i>	0,1	4,0	3,6	4,0	4,4	4,5	-	5,0	4,2
<i>b</i>	28,6	40,2	22,2	38,8	41,8	25,6	22,3	22,2	23,8
<i>s</i>	62,3	49,5	64,3	49,5	45,6	60,6	65,0	61,4	61,2
<i>a'</i>	59,6	-	5,5	-	-	-	-	-	-
<i>c'</i>	-	24,5	-	21,2	24,0	31,0	-	11,0	17,9
<i>m'</i>	16,6	54,5	58,0	58,6	49,2	56,0	54,5	50,8	46,9
<i>f'</i>	23,8	21,0	36,0	20,2	26,8	13,0	45,5	38,6	35,2
<i>n</i>	49,2	69,5	82,0	44,0	80,3	59,0	41,0	62,5	70,0
<i>g.</i>	6,5	17,6	5,2	20,5	29,0	6,2	12,7		
<i>t</i>	0,6	1,2					2,1		
<i>a/c</i>	90,0	1,5	2,7	1,94	1,86	-	12,7		

Примечание: обр.010/0 - лампрофир темно-серый, Ново-Шахтинский р-н, скв.2817-бис, гл.172,6 м (ИГН АН УССР, аналитик Н.Д.Рябец); обр.010 - лампрофир слюдяной, там же, скв.3784, гл.64,4 м; обр.010/2 - эруптивная брекчия лампрофира, там же, скв.2817-бис, гл.179,3 м; обр.1 - биотитовый камптонит, басс.р.Кадамовки, скв.2280, гл.341,0 м [17]; обр.2 - мончикит, басс.р.Крынка [8]; обр.3 - лампрофир, СССР [9]; обр.4/а - лампрофир из Далешиц, Свентокшиские горы, Польша [10]; обр.5 - керсантит по Р.Дэли; обр.6 - спессартит по Р.Дэли [11].

разновидности пород: лампрофиры (обр.010/2), у которых содержится  $SiO_2$  - 56,00 вес.%; вторая группа с пониженным количеством  $Al_2O_3$  - 13,50 вес.%, и, наконец, лампрофиры у которых содержится повышенное количество щелочей 2,00 - 3,50 вес.%,  $Na_2O$  и 1,20 - 3,30 вес.%,  $K_2O$ . Некоторые разновидности этих пород (обр.010/0) могут отвечать малхиту Трегера и Озанна; последние содержат 20,50  $Al_2O_3$ , 2,00  $Na_2O$  и 3,00 вес.%,  $K_2O$ .

Сопоставляя лампрофиры исследуемого района с аналогичными породами, развитыми в других регионах Европы, видно, что в этой группе пород почти всегда закисное железо в 1,5-2,0 раза превышает окисное железо. Эти особенности хорошо подчеркнуты и в средних составах лампрофиров по Р.Дэли [17].

Для образца № 010, который представляет собой слюдястый лампрофир, отмечается высокое (около 13,0 вес.%) содержание  $MgO$ , причем такое же количество окиси магния характерно и для слюдястого камптонита из бассейна р.Кадамовки [7] и мончикита из бассейна р.Крынки Центрального Донбасса.

Петрохимические характеристики изученных лампрофиров (см. таблицу), рассчитанные по методу А.Н.Заварицкого [8], при сопоставлении их со средними составами керсантита и спессартита по Р.Дэли, оказались несколько заниженными по величинам  $a$  (6,3 - 9,0 против 11,4), а также  $s$  (49,5 - против 61,2). Наоборот, величина  $z$ , которая характеризует темноцветную часть породы, оказалась почти в 2 раза выше (см.обр.010) по сравнению с приведенными породами других регионов.

Классификация лампрофиров полностью не разработана, что видно, например, из краткого обзора предложенных классификационных схем различных авторов. Так, Б.М.Куплетский, предложивший в 1944 г. количественно-минералогическую характеристику жильных меланократовых пород, выделил среди лампрофиров известково-щелочную серию пород (малхиты, одиниты, спессартиты, керсантиты и др.), проявляющиеся в связи с гранитоидными массивами и щелочные лампрофиры (камптониты, манчикиты, альнеиты и др.). Эта классификация не является общепризнанной, спорные и нерешенные вопросы этой проблемы детально рассмотрены Г.М.Гапеевой в 1960 г. [12]. Кроме того В.Н.Москалева в 1973 г. подчеркнула, что щелочные разновидности лампрофиров тесно увязываются со щелочными базальтоидами консолидированных областей земной коры.

Однако трудности этого вопроса не исчерпываются только этими соображениями, в связи с предложенными классификационными схе-

мами. Например, альеиты, которые Б.М.Куплетский включил в ряд щелочных лампрофиров — другими исследователями рассматриваются в ряду меланократовых порфировых пород. Так, Г.Эккерман [137], описывая сложный карбонатитовый комплекс интрузий и даек о-ва Альне, а также районов Сельскер и Ховид вблизи Осло, пришел к выводу о близости альеитов к формации (субформации) кимберлитов. То же самое наблюдается при описании Г.Г.Моором [147] щелочных габброидов из бассейнов р.Хеты (центральная часть) и р.Верхней Таймыры на севере Сибирской платформы, названных автором ". . . альеитом или слюдяным кимберлитом", аналогичных базальт-кимберлитам (кимберлитам базальтового облика) Южной Африки. Эта же щелочная порода с флогопитом, авгитом, перовскитом, мелилитом, апатитом и другими минералами из бассейна р.Верхней Таймыры, еще в 1937 г., рассматривалась В.С.Соболевым как разновидность альеита, причем не отрицалось, что эта порода может быть представителем эффузивных лампрофиров.

По данным спектральных анализов лампрофиры Ново-Шахтинского р-на содержат повышенные количества некоторых малых элементов (%): 0,001-0,004 никеля; 0,001 кобальта; 0,01-0,02 хрома; 0,2-0,4 титана; 0,002 меди; 0,01 циркония; 0,003 скандия; 0,03 стронция и 0,03 бария.

В искусственных проточках установлены сульфиды железа и меди, а также жильный кварц.

Абсолютный возраст лампрофиров Ново-Шахтинского р-на — 180 млн. лет ( $K^{40} - 2,10\%$ ;  $Ar - 0,267 \text{ г/г} \cdot 10^{-7}$ )\*, что соответствует вре. Таким образом, подтвердилось предположение Н.П.Семеново [157] о возможности проявления на окраинах Донбасса мезозойского вулканизма. Анализируя тектоно-магматическую историю зоны сочленения Донбасса с Приазовьем, он указывал, что ". . . . . возраст жильных кварцевых гранит-порфиров с.Новотроицкого определен в 230 млн. лет, что свидетельствует о принадлежности их к герцинскому вулканизму. Это, однако, не исключает возможности встретить более молодые вулканические образования, особенно на северной окраине Донбасса".

Лампрофиры района Ново-Шахтинска скорее всего являются трещинными субвулканическими телами "застывшими" в каменноугольной песчано и алевролитосланцевой толще, при общем воздымании территории в врское время.

\* Определение выполнила Ф.И.Котловская в ИГН АН УССР в 1966 г.

По радиологическим данным они оказались разновозрастными с мончикитовыми и кампитонитовыми дайками бассейна р.Крынка, для которых В.И.Гоньшакова [16]\* получила  $160 \pm 12$  млн.лет, т.е. их внедрение тесно связано с киммерийским орогенезом. Как известно вулканизм этой эпохи Н.В.Бутурлинов [17] выделяет в самостоятельный раннемезозойский щелочной базальтоидный комплекс, который прослеживается в северо-восточном направлении через населенные пункты Велояровка, Б.Мешково, Снежное и Ново-Павловка; кроме того, представители пород этого комплекса (одиниты) встречены также в бассейне р.Средний Тузлов, на значительном расстоянии от обнажений, изученных И.А.Морозевичем в 1903 г. [8].

В пределах северных окраин Донбасса тектоно-магматическая активизация не закончилась в киммерийское время, а возобновлялась и в альпийское время, на что указывают вулканические туфы возрастом около 70 млн.лет [18].

В подавляющем числе случаев лампрофиры содержат включения постороннего материала, чаще всего кварцитов. На примере Ново-Шахтинского р-на, где изучена хорошо окатанная галька кварцита, видно, что в момент внедрения лампрофиров захваченные обломки фундамента не переплавились полностью, как следовало бы ожидать, а лишь законсервировались. Это явление следует объяснять медленным подъемом взрывных брекчий и не высокой температурой внедрявшегося расплава лампрофиров.

#### Л и т е р а т у р а

1. Попов В.С. Геологическое строение и промышленная угленосность Донецкого бассейна (в границах Большого Донбасса). К., 1964.
2. Фиалко С.Р. Новые данные к стратиграфии и литологии северо-восточной части Старобельско-Миллеровской моноклинали. - В кн.: Вторая конференция молодых геологов Украины. К., Изд-во АН УССР, 1962.
3. Гавриш В.К. Роль разломной тектоники Доно-Днепровского прогиба в формировании вулканических образований и месторождений полезных ископаемых. - В кн.: Платформенные структуры обрамления УШ и их металлоносность. К., "Наукова думка", 1972, с.141.
4. Чернышов Н.М., Молотков С.П. Некоторые особенности сульфидных медно-никелевых рудопоявлений юго-восточной части Воронежской моноклинали. - Труды 3-го совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, Изд-во Воронежск.ун-та, 1967, с.67-76.
5. Мурич А.Т. Результаты глубокого бурения в центральной части Донбасса. - Сов.геология, 1975, № 8.

\* Лаборатория ИГЕМ АН СССР.

6. Прокопченко С.Т. Новые данные об изверженных породах вго-восточной части Донбасса. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Нижнего Дона и Нижней Волги. Ростов/Дон, 1959.
7. Бутурлинов Н.В. О лампрофирах Ново-Шахтинского района. - Изв. ВУЗов, сер. геол. и разведка, 1959, № II, с. 50.
8. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956. Морозевич И.А. О некоторых жильных породах Таганрогского округа. - Труды Геологического комитета Нов. сер., вып. 6, 1903.
9. Стрелкина Е.М. Некоторые геохимические особенности связи редкометалльного оруденения со щелочным магматизмом. - Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1971, с. 35.
10. Рубановски З. Лампрофиры окрестностей Далешниц (Свентокшиские горы) и связанные с ними явления минерализации. - Квартальник геологичный, 1962, т. 6, № 3, Варшава, с. 245.
11. Дэли Р.О. Изверженные породы и глубины земли. М. -Л., ОНТИ НКГП, 1936.
12. Гапеева Г.М. Формации лампрофиров. - В кн.: Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК, М., Изд-во АН СССР, 1960.
13. Эккерман Г. Карбонатиты Альпе. - В кн.: Карбонатиты. М., "Мир", 1969.
14. Моор Г.Г. О слюдяных кимберлитах на севере Центральной Сибири. - ДАН СССР, 1941, т. XXXI, № 4.
15. Семененко Н.П. Общая характеристика магматических комплексов. - В кн.: Геология СССР, т. У, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 817.
16. Гоншакова В.И., Ружицкий В.О., Бойчук М.Д., Зарицкий А.И., Стрекозов Н.Ф. Трубки взрыва и дайки кимберлитоподобных пород Русской платформы. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 10.
17. Бутурлинов Н.В., Кобелев М.В. и др. Геологическое строение и металлоносность зоны сочленения Донецкого кряжа с Приазовским блоком Ущ. - В кн.: Платформенные структуры обрамления Ущ и их металлоносность. К., "Наукова думка", 1972, с. 158.
18. Скаржинский В.И. Про прояв альпійського вулканізму на південному схилі Воронезького масиву. - ДАН УРСР, сер. Б., 1973, № I, с. 46.

УДК 551.24:536.421

В.Г. Гутерман

Институт геофизики АН УССР им. С.И. Субботина, Киев

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ

ВПАДИНЫ

Тектонофизическим моделированием предполагается некоторое начальное состояние рассматриваемой структуры и "движущий" механизм ее развития, причем начальное состояние и тектонический механизм являются гипотетическими. Задача моделирования сводилась к выбору предпосылок, которые могли привести к формированию такого облика структуры, который фиксируется суммой геологических, геофизических, геоморфологических и других фактических данных.

Представление о существующей в настоящее время структуре земной коры Днепровско-Донецкой впадины за последние годы претерпело некоторые изменения. Если ранее господствовало мнение, что сокращенная мощность коры в пределах впадины обязана в основном "базальтовому" слою [1,2], то теперь имеются аргументы в пользу сокращенной мощности всех слоев консолидированной коры, в том числе и верхнего, "гранитного" слоя [3,4]. С точки зрения тектонофизического моделирования, это различие является существенным. Наиболее вероятная принципиальная схема процесса образования впадины с учетом данных ГСЗ заключается в следующем.

В начальный момент процесса все слои консолидированной коры имеют выдержанную мощность на большой территории, охватывающей как прилегающие щиты, так и область будущей впадины. В процессе образования впадины поверхность фундамента опускается, а поверхность Мохоровичича воздымается, причем утоняется нижний, "базальтовый" слой земной коры. Утонение "базальтового" слоя может происходить либо вследствие перетекания его материала из-под образующейся впадины под щиты, либо вследствие фазового превращения в основании коры. Этот последний случай мог бы объяснить фиксируемый по сейсмическим данным обращенный рельеф кровли и подошвы консолидированной коры, но не сам процесс образования впадины, так как объем материала всего "базальтового" слоя слишком мал для обеспечения десятикилометрового проседания фундамента. Предпочтительнее казался механизм перетекания, тем более, что у подошвы коры температура достигает нескольких сот градусов, и в этих условиях можно ожидать повышения текучести вещества.

В 1970 г. была предпринята попытка получить закономерности напряженного и деформированного состояния земной коры Днепровско-Донецкой впадины на основе рассмотрения ее упругой модели, причем заданными величинами считались вертикальные компоненты смещений кровли и подошвы "базальтового" слоя по отношению к их первоначальному горизонтальному залеганию [5]. Решение получено подбором подходящей функции напряжений [6]. Рассмотренная модель не позволяла проследить развитие структуры во времени, но описывала качественные закономерности напряженного состояния ее модели в соответствии с принятой схемой. По оси структуры в толще коры отмечена область всестороннего сжатия. С зонами краевых разломов совпадают области растяжения, сменяющиеся под прилегающими щитами сжатием. Общее направление перемещения материала в горизонтальном направлении - от оси впадины к щитам. Эти закономер-

ности напряженного состояния модели впадины согласуются с некоторыми фактическими геолого-геофизическими данными. Так, зоны краевых нарушений совпадают с зонами всестороннего растяжения в модели, зоне сжатия в осевой части соответствует некоторое увеличение граничных окоростей вдоль поверхности Конрада и положительных значений аномалий силы тяжести.

Отметим, что подобранные функции напряжений имеют полосу, расположенные ниже коры на расстоянии порядка ее мощности. Таких полос две и они располагаются один под другим; верхнюю можно рассматривать как "источник", а нижнюю — как "сток" вещества. Такими "источником" и "стоком" могут быть очаги фазовых переходов первого рода, т.е. переходов, сопровождающихся изменением удельного объема вещества. Таким образом, рассмотренная модель, учитывающая существенное изменение мощности "базальтового" слоя в процессе образования впадины, могла бы найти качественное обоснование.

В то же время некоторые обстоятельства заставляют искать другую схему. Одно из них — интерпретация данных ГСЗ, не дающая уменьшения мощности исключительно "базальтового" слоя под впадиной по сравнению с его мощностью под щитами. Если это так, то сокращенная мощность коры в пределах Днепровско-Донецкой впадины должна быть объяснена либо утонением верхнего, "гранитного" слоя, либо его изначальной сокращенной мощностью. Растекание "гранитного" слоя маловероятно. Более вероятно предположить его эрозивный срез, если опусканием в пределах будущей впадины предшествовал длительный подъем территории. Но и это предположение встречает серьезное возражение. Трудно предложить физический механизм, обеспечивающий столь длительное поднятие суммарной амплитуды (около 20 км), нет и геологических свидетельств события такого масштаба. Следовательно, предположение о первоначально тонком "гранитном" слое в пределах будущей впадины более вероятно. Но это, в свою очередь, существенно изменяет вообще представление о начальной структуре коры и мантии в рассматриваемой области. Действительно, если предположить существенную горизонтальную неоднородность в пределах "гранитного" слоя, то нельзя требовать сохранения однородного строения других глубинных уровней. Логичнее допустить обратное, особенно если признать справедливым тезис о том, что кора является продуктом, выделившимся из мантии. Не исключено, что к началу образования Днепровско-Донецкой впадины область, находящаяся между Украинским и Воронежским щитами,

еще не проходила в своем развитии стадии шита, мантия здесь еще радикально не переработана и кора не достигла соответствующей мощности.

Геометрически структуру коры в момент начала образования впадины можно представить следующим образом. Мощность "базальтового" слоя примерно такая же как и под щитами, но он залегает здесь выше примерно на 15 км. "Гранитный" слой постепенно сокращается в мощности при переходе от щитов к впадине. Из такой структуры современная структура коры Днепровско-Донецкой впадины получается просто вследствие опускания всей коры, без существенных горизонтальных перемещений материала. Причиной опускания может быть неоднородность состава мантии. Характер этой неоднородности может быть различным и предположение о ее фазовой природе наиболее естественно.

По сейсмологическим данным во многих районах выделяют в мантии на глубинах около 50 км под океанами и 100 - 200 км под континентами поверхность волновода. В областях островных дуг, где сейсмическая активность очень высока, и, следовательно, имеется возможность сравнительно детального изучения строения мантии, выделяют несколько волноводов, простиравшихся до глубины 700 км [7]. Полагают, что волноводы сложены размягченным или даже частично расплавленным материалом. То, что более мелкому залеганию верхней крошки волновода соответствует более тонкая кора, можно рассматривать как постепенное продвижение сверху вниз верхней границы высокотемпературной фазы вещества мантии в геологической истории Земли. В процессе этого продвижения (надо полагать, неравномерного по площади планеты) и происходит перестройка структуры мантии и коры.

Допустим, что к моменту начала образования Днепровско-Донецкой впадины между Украинским и Воронежским щитами поверхность высокотемпературной фазы материала мантии залегала на несколько десятков километров выше, чем под ними, образуя своеобразный выступ. В пределах выступа температура выше, чем в окружающей среде, вертикальный температурный градиент в покрывающей толще больше, чем под щитами, поэтому скорость движения фазовой границы здесь выше, чем в прилегающих областях. Поскольку выступ не может быть долгое время устойчивым, то рельеф фазовой границы стремится выровняться.

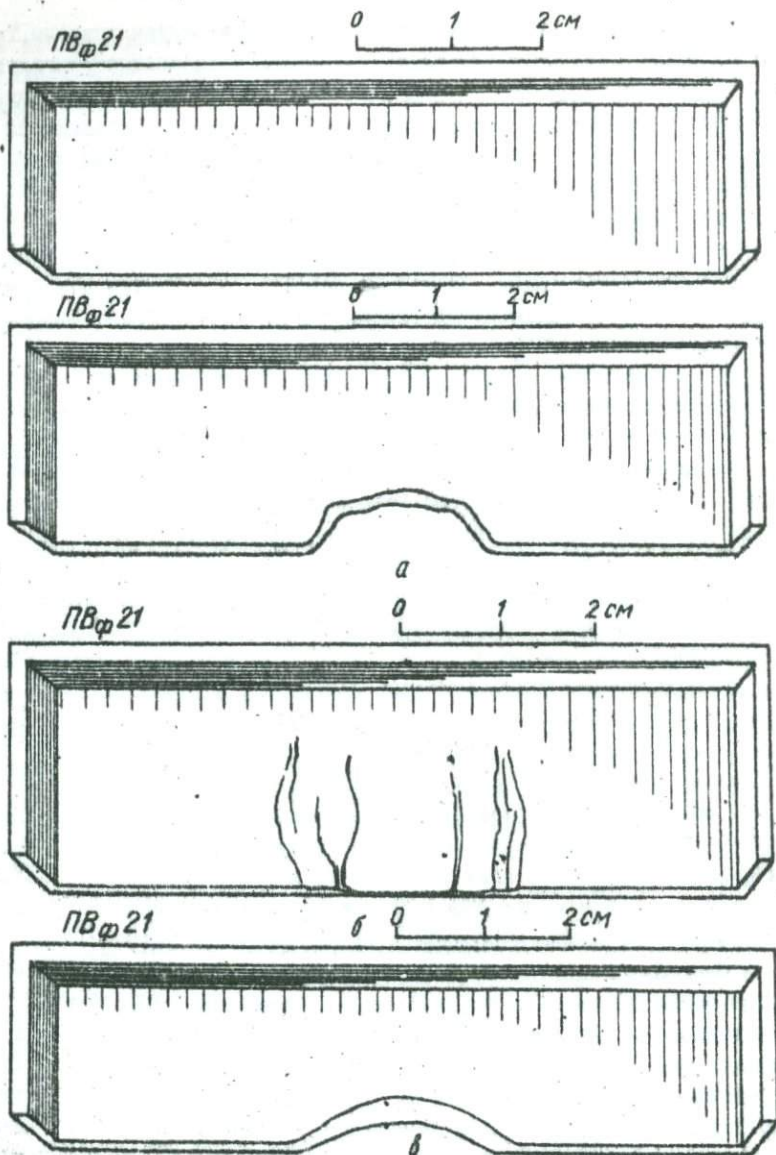
В процессе кристаллизации выступа высокотемпературной фазы происходит уменьшение удельного объема вещества, сопровождающе-

ею проседанием поверхности Земли, т.е. образованием впадины. Таким образом, рассмотренный механизм образования впадины выгодно отличающемуся от приведенной ранее схемы. В ней необходимо присутствие двух моделей очагов фазовых переходов, разнесенных по вертикали, имеющих мощность одного порядка и действующих в противоположном направлении. Если существование одного очага кристаллизации является естественным (процесс остывания Земли с поверхности), то для объяснения существования системы двух очагов (к тому же расположенных так, что верхний является очагом плавления материала) нужны специальные, в известной степени искусственные, предположения.

В соответствии с новой схемой процесса образования Днепровско-Донецкой впадины выполнено его физическое моделирование и рассмотрена задача о деформациях вязко-упругого полупространства вследствие кристаллизации очага высокотемпературной (низкоплотностной) фазы, имеющего форму кругового цилиндра, расположенного на некоторой глубине под свободной поверхностью.

Физическое моделирование проведено на центрифугируемой модели. Условия подобия из-за крайне ограниченного выбора модельных материалов, которые в данном случае должны обладать не только определенными механическими, но и теплофизическими свойствами, строго не соблюдались. Таким образом, результаты моделирования не могут претендовать на абсолютное количественное соответствие реальным объектам, однако качественная картина может быть отражена правильно. Материалом, моделирующим вещество мантии, способное претерпевать фазовый переход типа плавление-кристаллизация, служила 50 %-ная смесь (рабочая смесь) парафина и тугоплавкой смазки Ц-202. Материалом, моделирующим породы коры, служил крахмал, способный уже при малых перемещениях, возможных в модели, образовывать как разрывные нарушения, так и складчатые формы.

Подготовка модели заключалась в укладке модельных материалов в соответствии с геометрией и состоянием, предусмотренных описанной выше схемой. Начальное состояние модели представлено на рис. 1, а. Слой крахмала, моделирующий кору (без разделения на "гранитный" и "базальтовый"), утонен над выступом расплавленной части рабочей смеси. Расплавленный выступ поддерживается в заданном виде размещенным в рабочей смеси электрическим нагревателем. Верхняя поверхность слоя крахмала - ровная. В этом положении модель устанавливается в центрифугу, подача тока в нагреватель пре-



Модель структуры, образующейся в результате кристаллизации частично расплавленного блока: сверху - "плай", внизу - "разрез"; а - начальное состояние модели; б - структура модели после кристаллизации блока "мантии" при прогонке в центрифуге; Темными точками на "разрезе" указано начальное положение кровли и подошвы слоя, моделирующего земную кору.

кращается. Центрифугирование происходит в течение 20 - 40 мин до полной или частичной кристаллизации расплавленного выступа рабочей смеси, объем которой при этом уменьшается примерно на 5%. В результате образуется структура, представленная на рис. I, б, отражающая в реальном объекте строение кристаллического фундамента.

Отметим, что образована грабенообразная впадина со ступенчатым строением краевых зон. В центре грабена наблюдается мелкая складчатость. В краевых частях грабена во время его формирования были условия растяжения, а в центральной части - условия сжатия. Горизонтальная составляющая перемещений материала направлена очевидно, из периферических частей модели к центру образующейся впадины. Сопоставляя модели, заметим, что поля напряжений в обеих моделях качественно подобны, в то время как направления горизонтальных перемещений материала противоположны. Следовательно, если принять последнюю модель, необходимо отказаться от представления о том, что Днепровско-Донецкая впадина представляет собой структуру горизонтального растяжения, но все ранее сделанные выводы о соответствии геолого-геофизических данных характерному для впадины полю напряжений остаются в силе.

Полученные закономерности напряженного и деформированного состояния земной коры и верхней мантии в области Днепровско-Донецкой впадины позволяют высказать некоторые соображения о характере магматической активности в пределах структур этого типа. Зоны внедрения мантийного магматического материала должны быть приурочены в основном, к глубинным разломам, расположенным в краевых частях грабена. Степень нарушенности коры и верхов мантии зависит при прочих равных условиях от скорости движения фазовой границы: Как показывает анализ мощностей осадков [6], максимальные скорости прогибания фундамента были в начальные этапы формирования впадины. В это время, следовательно, должны были образовываться наиболее интенсивные разломы, допускавшие движение по ним расплавов горных пород. Заметим, что устанавливаемая по геологическим данным наиболее высокая скорость прогибания фундамента в начальный этап образования впадины согласуется с представлением о кристаллизации выступа высокотемпературной фазы в мантии в том смысле, что скорость фазовой границы должна быть наибольшей при высоком ее положении. При продвижении фазовой границы вниз скорость должна падать, так как над ней увеличивается мощность толщи со сравнительно небольшой теплопроводностью. Магма

в начальный период поступает с умеренных глубин, не превышающих, по-видимому, 100 - 150 км. Если закономерность состава магматического материала в зависимости от глубины питающего слоя, устанавливаемая в областях островных дуг [9], справедлива для Земли в целом, то первичные магмы Днепровско-Донецкой впадины на ранней стадии ее развития должны быть представлены преимущественно толеитами, и лишь среди наиболее поздних внедрений возможно присутствие высокоглиноземистой базальтовой или даже щелочной магмы. Тектонические нарушения, образующиеся в поздние этапы развития впадины, по-видимому, не столь интенсивны, чтобы служить каналами для расплавов пород, но могут быть путями для летучих компонент, выделяемым частично расплавленным материалом мантии.

Кристаллизующийся выступ, как и вся зона мантии, содержащая волноводы, представляет собой скорее всего не сплошной массив породы, часть компонент которой находится в расплавленном состоянии, а чередование слоев целиком кристаллических и частично расплавленных. В пользу этого предположения говорит структура мантии, обнаруживаемая в области островных дуг, где очаги землетрясений концентрируются не равномерно по глубине, а образуют отдельные скопления [7]. Кристаллизация такого слоистого массива происходит послойно-последовательно сверху вниз. После того, как закончена кристаллизация очередного частично расплавленного слоя, движение поверхности фундамента приостанавливается до тех пор, пока температурный градиент над следующим слоем не увеличится. Тепловая "инерция" Земли очень велика, и время, необходимое для изменения градиента, может составлять миллионы лет, если расстояние между частично расплавленными слоями исчисляется километрами. Кроме того, существенное влияние на режим кристаллизации должны оказывать осадки, отлагающиеся во впадине и представляющие собой ощутимый термоизолятор. Влияние осадков на повышение температуры вблизи фазовой границы сказывается также через миллионы лет после их отложения, и приводит не только к остановке границы, но и к ее временному обратному движению, которому соответствуют восходящие движения поверхности.

В периоды восходящих движений поле востороннего сжатия-растяжения в пределах впадины радикально изменяется, в то время как зоны максимальных касательных напряжений практически не меняют своего местоположения; значительное растяжение возникает в центре впадины, где должны образоваться трещины отрыва и бло-

кировка фундамента. Эти нарушения проникают сравнительно не глубоко (вес пород, создавший условия всестороннего сжатия, начиная с некоторой глубины неизбежно превалирует над растягивающими напряжениями) и не могут служить путями для глубинной магмы, но если в предыдущие этапы в толще коры были образованы промежуточные магматические очаги, то расплавленный материал из них может проникнуть во вновь образованные разрывы. Условия для образования новых или оживления старых глубинных разломов по-прежнему сохраняются в краевых частях впадины. Периоды восходящих движений по условиям давления в недрах Земли даже более благоприятны для магматической активности, чем периоды опускания, но скорости восходящих движений, по-видимому, ниже, чем нисходящих, поэтому образование новых глубинных разрывов менее вероятно, чем оживление старых.

Таким образом, из рассмотренной схемы процесса образования Днепровско-Донецкой впадины и модели строения мантии следует, что область наиболее активного магматизма являются краевые части структуры, а временем — ранние этапы ее развития.

В заключение сделаем некоторые замечания, связанные с вопросом образования алмазов. Как известно, алмаз кристаллизуется при давлении около 60 кбар, что соответствует глубине около 200 км. Если правильно предположение о том, что алмаз не может сохраняться при высокой температуре и малом давлении, то нужно признать, что местом образования алмазов могут быть только глубинные уровни. Более того, извержение алмазоносных кимберлитов должно происходить непосредственно с глубин порядка 200 км, а не из промежуточных магматических очагов. Давление в недрах Земли не может существенно превышать давление, вызванное весом пород. Лабораторные испытания дают прочность горных пород порядка  $10^9$  дин/см<sup>2</sup>, или  $10^3$  кг/см<sup>2</sup>. По сейсмологическим данным нарушение сплошности пород, сопровождающееся землетрясениями, происходит при напряжениях порядка  $10^7 - 10^8$  дин/см<sup>2</sup>, или 10-100 кг/см<sup>2</sup>. Таким образом, в мелко залегающих магматических очагах нельзя создать высокого давления, так как покрывающая толща пород будет нарушена уже при давлении лишь на 0,1 - 1 кбар превышающем давление вышележащей толщи.

При формировании Днепровско-Донецкой впадины в соответствии с предлагаемой схемой образование кимберлитовых трубок возможно на сравнительно поздних стадиях ее развития (по-видимому, не раньше конца каменноугольного периода), когда верхняя фазо-

вая граница находится уже на глубине около 200 км и глубинные разломы достигают этого уровня. Но скорость процесса в это время значительно ниже первоначальной, и нужны благоприятные условия, чтобы магма нашла подходящий канал. Вероятнее всего им может оказаться мощный разлом (или даже пересечение двух разломов), образовавшийся в раннюю, наиболее активную стадию развития впадины и получивший свое развитие в более поздние периоды.

Таким образом, образование кимберлитовых трубок должно быть явлением довольно редким, но если они образуются в связи с развитием Днепровско-Донецкой впадины, то, вероятнее всего, в области наиболее древних краевых нарушений.

#### Л и т е р а т у р а

1. Гаркаленко И.А., Левенштейн И.Л., Павленкова Н.И., Смелянская Т.В. Результаты глубинных сейсмических зондирований по профилю Ногайск-Константиновка-Сватово (западная часть Донбасса). - Геофиз. сб. АН УССР, 1970, вып.37, с.15-23.
2. Соллогуб В.В. О природе сейсмических границ земной коры. - Геофиз. сб. АН УССР, 1968, вып.25, с.5-17.
3. Павленкова Н.И. Изучение структуры земной коры Украины по скоростным уровням. - Советская геология, 1972, № 9, с.61-72.
4. Павленкова Н.И. Волновые поля и модель земной коры. К., "Наукова думка", 1973.
5. Гутерман В.Г., Чекунов А.В. Тектонофизические аспекты формирования Днепровско-Донецкой впадины. - Геофиз. сб. АН УССР, 1970, вып.35, с.61-69.
6. Гутерман В.Г. О деформированном состоянии упругой модели внутреннего слоя земной коры. - Геофиз. сб. АН УССР, 1970, вып.33, с.64-70.
7. Тараканов Р.З. Строение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги. - В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., "Наука", 1972, с.215-234.
8. Чекунов А.В. - Некоторые вопросы тектогенеза и эволюция земной коры. - Геофиз. сб. АН УССР, 1968, вып.26, с.72-88.
9. Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг. - В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., "Мир", 1970, с.249-262.

УДК:549.903,550.3

Р.И.Кутас

Институт геофизики АН УССР им.С.И.Субботина, Киев

#### О ТЕПЛОМ ПОЛЕ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ И ВОЗМОЖНОЙ ЕГО СВЯЗИ С ВУЛКАНИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

Днепровско-Донецкий грабенообразный прогиб (авлакоген) заложился в теле Восточно-Европейской платформы в рифейское или раннепалеозойское время. Он ограничен системой протяженных глубинных разломов, образование которых сопровождалось проявлением основного магнетизма. Позже на базе грабенообразного прогиба сформировалась

обширная Днепровско-Донецкая впадина, в современной структуре которой выделяются три продольные зоны: центральный грабен, северо-восточный и юго-западный борта. Серия поперечных глубинных разломов, которые прослеживаются далеко за пределами впадины на территории Украинского щита и Воронежского массива, расчленяет авлакоген на ряд участков, отличающихся геологическим строением и историей развития. Главными из них являются Припятский грабен, черниговско-Брагинский выступ, Днепровский грабен, северо-западное погружение Донбасса, Донецкое складчатое сооружение [17].

Прогиб заполнен мощной толщей осадочных отложений от среднедевонских до неогеновых. Мощность осадочного слоя постепенно увеличивается к центральной части впадины (от 3-4 км в краевых зонах до 6-12 км в центральной части грабена) и по мере приближения к складчатому Донбассу, где она составляет 17-20 км [27].

В пределах Днепровско-Донецкой впадины развита соляная тектоника, скрытосоляные брахиантиклинали, соляные купола, а также открытые соляные штоки.

Характерной особенностью глубинного строения Днепровско-Донецкого авлакогена является уменьшение мощности земной коры. В центральной части впадины ее мощность не превышает 45 км, а в некоторых районах уменьшается до 35 км [27]. Под Донбассом наблюдается некоторое утолщение земной коры. Утонение коры происходит в основном за счет базальтового слоя, но местами наблюдается значительное сокращение и гранитного слоя.

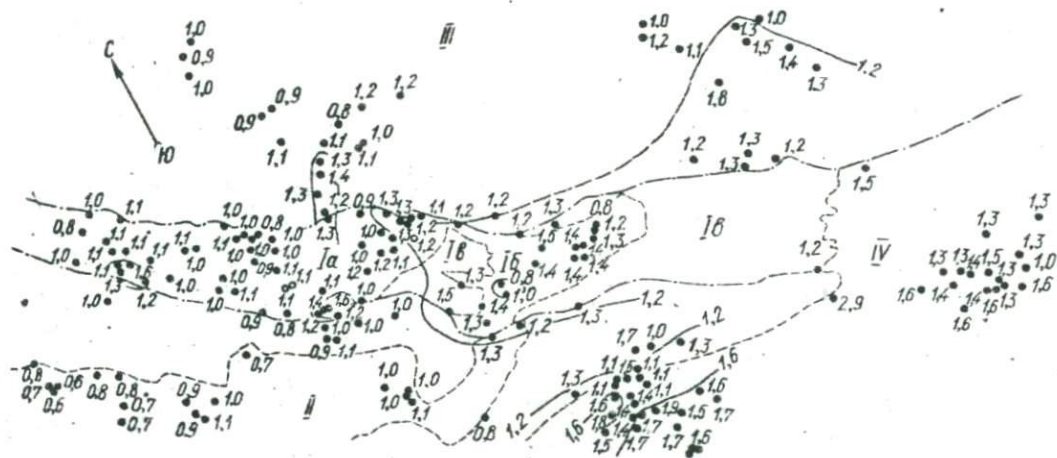
Расчленение Восточно-Европейской платформы, вызванное развитием глубинных разломов, сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью, продукты которой наблюдались во многих местах платформы, в том числе и на территории Днепровско-Донецкой впадины. Развитие магматизма происходило в несколько этапов. Начальные этапы относятся к верхам рифея или раннему палеозою. Возраст диабазов ряда солянкупольных структур составляет 520 - 610 млн. лет. Эффузивы из Черниговской скважины имеют абсолютный возраст 326 - 422 млн. лет, а вулканические породы в пределах впадины Донбасса 282 - 318 млн. лет [37]. Продукты магматизма относятся к медочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации, которая характерна для консолидированных платформ [47]. Образование этого комплекса не совпадает по времени с формированием геосинклинали Донбасса. Развитие складчатости и инверсия тектонических движений в Донбассе происходили в конце перми и в это время здесь

образовался андезит-трахиандезитовый комплекс, а в мезозое - комплекс лампрофиров.

Особенности геологического развития Днепровско-Донецкого авлакогена отражаются в теплом поле. Температуры на глубине 1000 м изменяются от 25 до 46 градусов, а на глубине 3000 м - от 65 до 120 градусов. Намечается постепенное увеличение температур в юго-восточном направлении. Наиболее высокие температуры соответствуют зоне главных дислокаций в районе Левенцовка - Перецелино. Повышение температур наблюдается также над многими структурами: Прилукский, Глинско-Розбышевской, Шебелинской, Шевченковской и др. Как правило, более заметное повышение температур приурочено к продуктивным структурам, пониженные температуры соответствуют Ичнянской группе структур, для которой характерно наличие открытых соляных штоков.

На распределение температур оказывает влияние литологические особенности пород, динамика подземных вод, условия залегания пород с различной теплопроводностью и пр. Они создают локальные аномалии теплового поля. В меньшей степени подвержены искажающему влиянию этих факторов тепловые потоки, поступающие из недр. В пределах Днепровско-Донецкого авлакогена в тепловой поток определялся около ста раз, величина его изменяется от 33 (0,8) до 75 мвт/м<sup>2</sup> (1,8 мккал/см<sup>2</sup> сек). Выделяют две геотермические зоны: одну зону образуют Днепровский и, вероятно, Припятский грабены, а также их бортовые части, вторая зона охватывает Донецкое складчатое сооружение и его юго-восточное погружение. Границей между этими зонами служит полоса промежуточных значений теплового потока (рис.).

В первой зоне тепловые потоки составляют 33 - 50 мвт/м<sup>2</sup> (0,8 - 1,2 мккал/см<sup>2</sup> сек), среднее - 44 мвт/м<sup>2</sup>. Пониженные тепловые потоки наблюдаются в северо-западной части Днепровского грабена и в южной части Припятской впадины [57]. В юго-восточном направлении тепловые потоки возрастают, достигая в переходной зоне к Донбассу значений 50 мвт/м<sup>2</sup>. В целом для Днепровско-Донецкой впадины характерны устойчивые значения тепловых потоков, мало отличающиеся от подобных на остальной части Восточно-Европейской платформы. Заметное уменьшение потоков отмечается в пределах Украинского щита, где они в основном не превышают 42 мвт/м<sup>2</sup> (1,0 мккал/см<sup>2</sup> сек). Значительные различия в строении самой Днепровско-Донецкой впадины слабо отражаются на распределении



Распределение тепловых потоков в Днепровско-Донецкой впадине:  
 1 - пункты определения и величина теплового потока; 2 - изолинии теплового потока;  
 3 - глубинные разломы, ограничивающие центральный грабен; 4 - тектонические границы.

тепловых потоков. Так, Брагинско-Черниговский выступ и Днепровский грабен характеризуются фактически одинаковыми тепловыми потоками, хотя их геологическое строение существенно отличается.

На фоне относительно устойчивых значений выделяется несколько аномалий, в пределах которых тепловые потоки увеличиваются до  $67 \text{ мвт/м}^2$  ( $1,6 \text{ мккал/см}^2 \text{ сек}$ ). В Днепровском грабене выделяются Прилуцкая и Перещепинская аномалии. Оба района находятся в подобных тектонических условиях, и тяготеют к юго-западной краевой части грабена, к пересечению глубинных продольных и поперечных разломов.

В Припятской впадине наблюдается постепенное увеличение потоков от южного борта к северному [5]. В северной прибортовой зоне оконтуривается аномалия со значениями потока порядка  $75 \text{ мвт/м}^2$  ( $1,8 \text{ мккал/см}^2 \text{ сек}$ ).

Во второй геотермической зоне, охватывающей Донбасс, тепловые потоки составляют  $50 - 67 \text{ мвт/м}^2$  ( $1,20 - 1,60 \text{ мккал/см}^2 \text{ сек}$ ); среднее значение равно  $56 \text{ мвт/м}^2$ . Однако в нескольких пунктах получены относительно низкие значения ( $33 - 42 \text{ мвт/м}^2$ ), приуроченные синклиналильным зонам.

Повышенные значения тепловых потоков ( $50 - 55 \text{ мвт/м}^2$ ) наблюдаются в юго-западной части Донбасса, контактирующей с Приазовским массивом. На юго-восточном погружении Донбасса выполнено ограниченное число определений теплового потока. Но судя по этим одиночным замерам полоса повышенных потоков протягивается на юго-восток и сливается здесь с областью высоких потоков Скифской плиты. На севере выделяется аномалия повышенных тепловых потоков, совпадающая с Доно-Медведицкими дислокациями.

Таким образом, различия в характере теплового поля Днепровско-Донецкого авлакогена обусловлены особенностями тектонического развития его отдельных частей. Влияние тектонического фактора на величину теплового потока является определяющим в пределах относительно молодых структур. Об этом свидетельствует установленная для континентальных районов зависимость величины теплового потока от возраста геосинклиналильной складчатости и магматизма [6, 7]. Наиболее высокие потоки наблюдаются в пределах молодых альпийских структур, а самые низкие - на древних щитах. Так, области альпийского геосинклиналильного пояса (за исключением предгорных прогибов) характеризуются тепловыми потоками порядка  $75 - 100 \text{ мвт/м}^2$  ( $1,8 - 2,4 \text{ мккал/см}^2 \text{ сек}$ ), герцинокие структуры -

56 - 68 мвт/м<sup>2</sup> (1,3 - 1,6 мккал/см<sup>2</sup>сек), каледонские 46 - 52 мвт/м<sup>2</sup> (1,10 - 1,25 мккал/см<sup>2</sup>сек). Рифейские структуры фактически не отличаются по величине потока от наиболее древних участков земной коры, где тепловые потоки не превышают 42 мвт/м<sup>2</sup> (1,0 мккал/см<sup>2</sup>сек). Низкие потоки соответствуют предгорным прогибам. Повышение потоков наблюдается только в пределах тех участков прогиба, которые представляют собой втянутые в прогибание молодые платформы или закончившие свое развитие складчатые области. Высокие потоки характерны для молодых рифтовых зон.

Тепловые потоки в Днепровском грабене не отличаются по величине от потоков в пределах Восточно-Европейской платформы, что в какой-то мере указывает на его древнее заложение. Более поздняя тектоническая активизация отразилась на величине теплового потока лишь в пределах Донбасса и его юго-восточного погружения и не затронула Днепровско-Припятский грабен. Характерно, что приблизительно до середины палеозоя развитие этих районов происходило по-разному.

В раннем палеозое Днепровско-Припятский грабен и Донбасс представляли собой единую структуру и проходили в своем развитии стадию авлакогена. С точки зрения энергетики Днепровско-Донецкий авлакоген можно рассматривать как рифт, заложившийся в рифейское время, подобно современным рифтовым системам. Очевидно, он отличался повышенными тепловыми потоками и интенсивной вулканической деятельностью, что должно было привести к метаморфизму рифейских отложений. В палеозойское время в связи с потерей энергии происходит постепенное затухание тектонической и вулканической деятельности, земная кора и верхняя мантия остывают, а очаги вулканизма погружаются на большие глубины. Со среднего палеозоя Днепровско-Припятской грабен развивался как типичная платформенная структура, на основе которой образовалась обширная синеклиза. В Донбассе, начиная с каменноугольного периода, происходит более интенсивное прогибание и накопление мощных толщ осадков, которое закончилось в конце перми складчатостью. К этому времени приурочены инверсия тектонических движений, метаморфизм и андезит-дацитовый магматизм. Анализ поверхностей метаморфизма показывает, что в период инверсии в центральной части Сассейна образуются пологие куполовидные поднятия [8], что свидетельствует о наличии зон с дополнительным притоком тепла. Таким образом, в герцинское время Донбасс развивается как многоосинклиналь и здесь отмечается дополнитель-

ный приток энергии, а Днепровско-Донецкая впадина как платформенная депрессия без изменения ее теплового режима. Тепловые потоки в пределах Донбасса имеют значения, аналогичные другим геосинклиналям герцинского времени, а в Днепровско-Донецкой впадине величина потока фактически совпадает с уровнем поля на территории древней Восточно-Европейской платформы. Усиление тектонической активности в герцинскую эпоху интенсифицировало вулканическую деятельность на всей территории Днепровско-Донецкого авлакогена. Следовательно, в недрах должно было произойти повышение температур, способное обеспечить плавление и образование очагов магмы. Однако судя по характеру магматизма и величинам тепловых потоков образование этих очагов происходило на больших глубинах (не менее 150 км). Посредством теплопроводности импульс тепла с таких глубин достигает поверхности Земли не раньше, чем через 200-250 млн. лет. При этом он почти полностью будет израсходован на нагрев вышележащих пород и не внесет ощутимых изменений на величину поверхностного теплового потока и тепловой режим земной коры. Большое количество тепла выносится из этих глубин совместно с продуктами магматизма. Однако магма достигая поверхности земли, относительно быстро остывает и следовательно не может существенно нарушить тепловое состояние земной коры. Поэтому в Днепровско-Донецкой впадине проявления девонского вулканизма не находят отражения в распределении тепловых потоков.

Коренное изменение тепловых потоков может быть только в том случае, если произойдет существенное повышение температур в земной коре и верхней мантии, а для этого необходим дополнительный приток тепла. Подобное перераспределение энергии может произойти за счет подъема очага плавления до глубин 40 - 60 км, или прогрева верхов мантии медленно поднимающимися вверх продуктами плавления и дифференциации мантии, или "включением" иного механизма теплопроводности. Очевидно, большая роль в выносе тепла принадлежит потокам летучих и флюидов, которые в зонах дробления и растяжения земной коры относительно быстро поднимаются вверх, вынося огромное количество тепла и прогревая верхнюю мантию и земную кору. Таким образом, энергетическая насыщенность мантии, наличие в ней легкоплавких и летучих компонентов, степень ее дифференцированности в конечном счете определяют различный характер развития районов и их термическое состояние. Дифференцированная и обедненная энергетически мантия древней Восточно-Европейской плат-

формы не могла обеспечить возрождение геосинклиналичного режима в пределах Днепровско-Донецкой впадины, лишь ее восточная часть подвергалась воздействию энергетических процессов, происходивших в недрах геосинклинали. Эти же процессы активизировали северную часть древней платформы, в частности, зону современных Доно-Медведицких дислокаций.

### Л и т е р а т у р а

1. Чирвинская М.В., Забелло Г.Д., Смекалина Л.В. Тектоника Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Региональная тектоника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых (тезисы докладов). К., "Наукова думка", 1971.
2. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника впадины Европейской части СССР. К., "Наукова думка", 1972.
3. Бернадская Л.Г. Палеозойские вулканические формации Украины. - В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962.
4. Гоньшакова В.И., Бойчук М.Д., Бутурлинов В.Н. Проявление щелочно-ультраосновного - щелочно-базальтового магматизма в зоне сочленения прогиба Большого Донбасса с Украинским кристаллическим щитом. - Изв. АН СССР, сер. геолог., 1968, № 9.
5. Богомолов Г.В., Цыбуля Л.А., Атрошенко П.П. Геотермическая зональность территории БССР. Минск, "Наука и техника", 1972.
6. Смирнов Я.Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. - Геотектоника, 1968, № 6.
7. Кутас Р.И., Гордисенко В.В. Тепловое поле Украины. К., "Наукова думка", 1971.
8. Михалев А.К. Реконструкция доинверсионной структуры главной антиклинали Донбасса с учетом поверхностей метаморфизма углей. - В кн.: Региональная тектоника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых (тезисы докладов). К., "Наукова думка", 1971.

УДК 552.313; 550.93

Н.А.Савченко

Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Киев

### ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА И СХЕМА ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ (ВУЛКАНИЧЕСКИХ) ВНЕДРЕНИЙ

Начиная с У мегацикла позднего докембрия Украинский щит вступил в эпоху формирования платформенного чехла.

Наиболее полно история этого времени проявляется на склонах щита и обрамляющих структур (Припятский вал, Брестская, Припятская и Днепровско-Донецкая впадины, прогиб Большого Донбасса и его зона сочленения с Приазовским блоком, а также Степной Крым), в фундаменте которых отмечаются останцы рифейских пород. Непосредственно в Украинском щите и на его склонах в рифее - раннем палеозое, позднем палеозое, а затем мезозое неоднократно проявлялись разломы и вулканизм, периодичность и эволюция состава

вов которых зависела от глубины заложения разломов и движений в разновозрастных структурах ограничения щита, прежде всего Галицийский области складчатости в фундаменте древних Карпат и Крыма [1, 2].

Платформенные структуры обрамления Ущ разновозрастны и неоднородны по своему строению; они размещаются на разновозрастных блоках земной коры, каждый из которых прошел длительную историю развития. Так, платформенные формации осадочного чехла Припятского вала и зоны сочленения с западным склоном щита размещаются на кристаллическом фундаменте овручско-вольнской эпохи складчатости IV докембрийского мегацикла (возрастом 1250 - 1400 - 1550 млн. лет). К югу от зоны Шепетовско-Старокопстантиновско-Збаражского разлома древнее заложения породы фундамента имеют абсолютный возраст 2200 и 1800 млн. лет. Породы этого мегацикла прослеживаются в фундаменте Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба. На западе, в области развития рифейско-палеозойских разломов и вулканизма Припятской геохимической провинции склон щита имеет классическое ограничение с Карпатской геосинклинальной областью в виде Устилуг-Радеховского разлома субмеридионального простирания. В допалеозойском срезе эта структура контролировалась Рудьки-Кохановской зоной метаморфических зеленых сланцев рифейского Предгалицийского прогиба [3]. К востоку от вышеуказанной линии сочленения развиты неметаморфизованные осадочно-вулканогенные образования, а к западу, под рыхлыми осадками тортона, залегают рифейские филлитовые сланцы древнекарпатской (галицийской) складчатости. В пределах северо-восточного склона Украинского щита шовные ограничения представлены разломами северо-западного простирания, которые прерываются на выступах ряда субмеридиональных докембрийских структур. На востоке Приазовский блок щита в виде погребенного склона прослеживается на юго-восток, образуя Азовскую антеклизу, оборванную (в 150-200 км от г. Ростов-на-Дону) Манычско-Веселовскими субмеридиональным разломом.

Южный склон Украинского щита через серию субширотных кулисообразно располагающихся разломов сочленяется с платформенной структурой Равнинного (Степного) Крыма, в фундаменте которого обнаружены останцы рифейских пород.

Горсто-грабенная структура Припятского вала, который в субширотном направлении прослеживается по правому берегу р. Припять от меридиана г. Сарны, через Камень-Каширский и Ратно к государст-

венной границе с Польской народной республикой и в виде Славатинского блока на территории последней [27], формировалась под влиянием тектонических движений северо-западного простирания галицийской (позднебайкальской) складчатости. За пределами впадины Припятского вала западный склон щита разбит зоной разломов субширотного простирания, причем устанавливается, что к северу от зоны древнего разлома преобладали глубинные трещинные излияния, внедрения даек и силлов щелочной и основной магм и образование взрывных вулканических структур, а к югу — продуктов вулканических извержений основной магмы и переход близповерхностных эффузивных аппаратов в более глубокозалегающие дайки и штоки. В пределах Подольского блока глубинные разломы затрагивали земную кору и, по-видимому, ее основание. Наоборот, к северу от зоны Шепетовско-Староконстантиновско-Збаражского разлома, в пределах Припятского блока платформы, глубинные разломы осложняли не только основание земной коры, но и верхнюю мантию, периодически снабжая поверхностные вулканические аппараты продуктами щелочной (щелочно-ультрасионово-кварцевой, кимберлитовой) и основной магм. По-видимому, различия блоков в генерации магм различного состава обусловлены глубинным строением Волинно-Подольского региона в целом. Это подтверждается как теоретическими расчетами [47], так и глубинным сейсмическим зондированием [57], согласно которому в пределах Припятского вала земная кора утонена за счет высокого подъема поверхности оти раздела "К" (например, в районе г.Сарны 7, на участке Ратно — Камень-Каширский 10 км; на Ущ в пределах Коростенского блока — 5 — 6 км) и, наоборот, ее утолщение до 20 — 25 км на участке Ровно — Шепетовка. Впервые предположение об увеличенной мощности земной коры в районе г.Шепетовки было высказано в 1965 году [37] по геологическим данным в связи с изучением глубинного строения Припятской геохимической провинции.

Погружение впадины Припятского вала находит подтверждение в изменении рельефа поверхности раздела "К", которая залегает (по восточнее линии Перемишляны-Броды-Кременец) на глубинах до 20 км от дневной поверхности [47]. Одновременно с увеличением залегания поверхности "К" происходит наращивание мощности "базальтового" слоя, представленного смесью базальтов и эффузивов с магнитными минералами. Следует подчеркнуть, что изопахиты "базальтового" слоя четко ориентируются в северо-западном и субширотном направлениях [47], что существенно для подтверждения реша-

ошей роли тектонических движений северо-западных направлений, создавших структуру Припятского вала. Поверхность раздела Мохоровичича ("М"), которая на западном склоне Украинского щита залегает на глубине от 40 до 45 км, имеет общее субмеридиональное (с некоторым отклонением к северо-западу) простирание, плавно погружается на запад и юго-запад в связи с древней границей платформы. Предполагается, что разломы северо-западного простирания имеют общее падение на север [5, 6].

Тектоническая перестройка структуры Припятской геохимической провинции в рифее, раннем и позднем палеозое вызвана глубинными процессами, которые проходили в основании "базальтового" слоя и в верхних частях мантии. Этим следует объяснять генерирование магмы различного состава.

Господствовало мнение [7, 8, 9] об одной недифференцированной магме основного состава, которая дала только базальты и их туфы трапповых полей на обширных площадях Воыно-Подольской части Восточно-Европейской платформы. Однако геологический материал последнего десятилетия свидетельствует об ошибочности такого вывода. На примере разрезов Припятского вала, западного склона УЩ и Предгалицийского прогиба оказывается [10] существование в регионе двух магм: щелочной (щелочно-ультраосновной, кимберлитовой) и основной. Площадь распространения первой может быть ограничена линией, которая проходит по пунктам: Гута Степанская (на востоке) - Кухотская Воля, Либешов, Березиче (на севере) - Медная (на западе) - Радовичи, Владимир-Воынский, Берестечко (на юге).

Представители щелочной и щелочно-ультраосновной магмы обнаружены: 1) на Гута Степанском участке (образец 260-б/1, интервал 87,2 - 91,4 м); здесь выходят эгириновые нефелиновые сиениты серого цвета с буро-коричневым оттенком, их мощность около 1-2 м, залегают среди темно-серых или черных габбро-диабазов. В состав щелочной породы входят санидин, плагиоклаз, нефелин, либеренит, эгирия, сильно магнитный железняк (возможно, перовскит?); 2) около с. Лоски (Дубровицкий участок), где внедрились нефелиниты густо-зеленоватого цвета (образец 367, гл. 225,8 м); в состав породы входят санидин, плагиоклаз, нефелин, либеренит, магнетит. По отношению к вмещающим вулканоплутоническим породам их контакт секущий. Отмечается переход эффузивной фации в субвулканическую, т.е. вулканоплутоническую формацию; 3) Кухотсковольский участок (обр. 271 в, скважина 67, гл. 121,0 м); в 1955 г. Н.А. Стрелковой

была разбурена известняковая брекчия с включением единичных обломков посторонних глубинных пород. Среди брекчии известняков в 1964 г. (скважина 67, интервалы III<sup>1</sup>0 - II3,8; II3,8 - II6,8; I27,4 - I33,5 и I47,5 - I50,3 м) установлены обломки магматических пород, вначале принятые за глыбы разрушенного кристаллического фундамента среди сеноманских песков верхнего мела. Они оказались представителями щелочной магмы (трахитами, сиенитами с нефелином и либеренитом), отмечены единичные кристаллики циркона; 4) на участке Березиче (образец 338-б, гл.83,0 м) темно-серые базальты прорваны (под углом 45° к вертикальной оси зерна) киллой светло-серого с красноватым оттенком сиенита типа тингуайта, мощность 0,01 м с богатой вкрапленностью листочков красного купроаурита (?); участок Великого Мидска (образец 374, интервал I53,0 - I54,0 м), присутствуют темно-серые с густозеленоватым оттенком субвулканическая порода сиенита-трахита, богатых калиевым полевым шпатом, нефелин превращен в изотропную массу красного цвета; пластинчатый эгирин размером IxI см и рудный минерал. Эти же субвулканические породы щелочного ряда (трахиты, нефелиниты) отмечены нами в другой точке участка Великого Мидска (образец 454, гл.195,8 м), где они представлены бурными разностями за счет разложения цветных минералов, прежде всего нефелина; рудный минерал сильно магнитен, значительно выше магнитного железняка. По-видимому, в эгирино-нефелиновых сиенитах присутствует акцессорный перовскит, суммарная магнитная восприимчивость которого, как известно [11] достигает  $20,20 \times 10^9 \text{ м}^3/\text{кг}$ . В породе он образует агрегаты и мелкие кристаллики. Геологическое строение Великомыдской субвулканической залежи изучено не в достаточной мере. Она вскрыта в интервале 41,0 - 205,5 м, причем в подошве контактирует с подстилающими песчаниками полесокой оерни рифея, а в кровле перекрывается отложениями верхнего мела. В ней широко развиты явления дробления, ассимиляции и гибридизма [12]; в более позднее время внедрялись черные, хорошо раскристаллизованные габбро-диабазы с абсолютным возрастом 660 млн. лет [13]. Среди них есть разности, которые по составу могут отвечать тингуатам; 6) аналогичные вулкано-плутонические образования начальных этапов внедрений на Припятском валу были также темно-серые и коричневые субщелочные породы с порфиробластами плагиоклаза (образец 337, гл.105,0 м, уч.Рафаловка); 7) также же щелочно-базальтоидные субинтрузивные породы темно-серого с

желтым и зеленоватым оттенком возрастом 790 млн. лет наблюдаются и в другой точке участка Рафаловка (образец 2354, гл. 18,0 м), причем в их составе присутствуют калишпат, а также сильно магнитный железняк (или перовскит); желтая мелкочешуйчатая масса принадлежит, по-видимому, либерениту по нефелину, Залежь располагается между верхним контактом долерито-базальтов и смывом над ними осадочной толщи; сначала внедрялись сиениты, а вслед за ними силла долерито-базальтов; 8) пепельно-серые с сиреневатым оттенком трахиты с типичной трахитовой (филидалной) структурой обнаружены на уч. Хотешов (образец 879, гл. 333,5 м), для которой нами установлен наиболее древний возраст 920 млн. лет; более ранних внедрений на Припятском валу пока еще не установлено. Глубинная вулканоплутоническая порода представлена калиевым полевым шпатом, измененных в фарфорово-белую каолинитовую массу, встречаются кристаллики рудного минерала. Залежь трахитов имеет, по-видимому, форму силла среди карбонатно-терригенной части разреза полеоской серии рифея; там же в песчаниках размещается более поздний силла [3] черных габбро-диабазов, абсолютный возраст которых 630 млн. лет (табл. I); 9) щелочные породы типа мельтейгитов-тингуанитов обнаружены нами в брекчии Медвенской взрывной структуры, причем присутствующий нефелин, по-видимому, замещается анальцимом. Одновременно в эруптивной брекчии мощность 0,40 м встречается (образец 189-а, гл. 268,3 м) обломки фанолита (?). В разрезе Медная развиты также покровы базальтов и их туфов, а в интервале 338,0 - 366,4 м - субинтрузивные долерито-базальты с "пятнистой" текстурой, абсолютным возрастом 560 млн. лет. В зоне сочленения южного борта Припятского вала и рифейского Предгаллицийского прогиба на участках Берестечко, Радовичи и Владимир-Волынский развиты представители щелочно-ультраосновной магмы - пикритовые порфириты и меймечиты (образец 1363-б, гл. 2057,0 м), в своем составе они содержат оливин, гиперстен, флогопит (?), рудные и другие минералы; по данным химического анализа в породах содержится  $MgO$  - 22,0,  $Cr_2O_3$  - 0,30 и  $SiO_2$  - 39,0 вес.%, их абсолютный возраст по калий-аргоновому методу 500 млн. лет [10].

Впервые, в 1929 г. Д. Токарскому [14, 15] удалось наблюдать среди базальтов карьера Берестовец щелочную породу с губчатой текстурой и обильным выделением калиевого полевого шпата - санидина. На основании петрохимических пересчетов [15] по методу

Ниггли встреченные щелочные породы Берестовца были названы санидинитами или латитами с содержанием  $K_2O$  10,87 ( $SiO_2$  57,3) в одном образце и 11,18 ( $SiO_2$  56,68 вес.%) - в другом.

Таким образом, приведенный фактический материал подтверждает существование в пределах Припятского вала и западного склона УЩ двух магм: щелочной (щелочно-ультраосновной, кимберлитовой)

Т а б л и ц а I

Абсолютный возраст вулcano-плутонических образований Припятской геохимической провинции [13]

Образец	Порода и ее геологическая позиция	K, %	$A^{40} K^{39}/K$	Возраст млн. лет
3	Трахидолерит среди базальтовых туфов волнистой серии венда, уч. Горыньград	0,86	0,230	350
834/2	Ортофир (галька) доваддайская, уч. Ратно	6,67	2,813	450
I362-а	Пикритовый порфирит в кровле разреза волнистой серии венда, уч. Берестечко	2,05	0,787	500
2274	Омнит субвулканический, в кровле долерито-базальтов, уч. Рафаловка	1,10	0,742	790
679	Трахит сиренево-серого цвета среди песчано-мергелистых пород полесской серии рифея, уч. Хотешов	2,57	2,064	920
866	Габбро-диабаз среди песчаников полесской серии рифея, уч. Хотешов	1,82	0,925	630
377	Нефелинит, уч. Дубровица	0,81	0,320	500
196	Субинтрузивный "пятнистый" долерито-базальт, уч. Медная	1,13	0,528	560
280	Габбро-диабазы черные среди песчаников полесской серии рифея, уч. Гута Степанская	1,30	0,708	660
I65	Ортофирный туфит слюдяный, серый среди известняков верхнего силура, уч. Ковель	5,85	1,698	390
524	Ортофирный туфит слюдяный, серый среди известняков верхнего силура, уч. Гусятин	7,86	2,166	360

и основной, трапповой. Их возрастное взаимоотношение истолковывается неоднозначно, так как щелочные и щелочно-ультраосновные породы внедрялись несколько раз, перемежаясь с траппами, причём

более ранними были эгириновые нефелиновые сиениты, трахиты и мельтейгиты, обломки которых в виде эруптивных брекчий были вынесены в трещины Медной, Кухотской Воли и других структур. Щелочные субвулканические породы внедрялись также в палеозое. В связи с этим можно предположить [16], что в пределах Припятского вала и западного склона Ущ, по-видимому, две фазы кимберлит- и алмазообразования: первая (острожская) более 700 млн. лет и вторая (припятская) - 400 - 300 млн. лет.

На представленной схеме магматизма (вулканизма) Припятского вала и западного склона Ущ показан; в основании осадочно-вулканического чехла залегают породы метаморфического комплекса возрастом до 1620 млн. лет с интрузиями габбро (1380 млн. лет), пересекаемый розовыми аплитовидными гранитами с абсолютным возрастом 1050 млн. лет. Выше, на размытой поверхности кристаллического фундамента залегает осадочно-терригенная толща рифея с субвулканическими залежами щелочных и основных пород. Калий-аргоновые определения, выполненные по гидроолуде и кальцевому полевому шпату показали 700 - 770 млн. лет, что указывает лишь на время диагенеза и начальной стадии метаморфизма песчаников полесской серии рифея с внедрившимися телами щелочных трахитов (920 млн. лет) и силлами основных габбро-диабазов (680 млн. лет).

После стратиграфического перерыва и накопления в континентальных условиях крупнозернистых, иногда гравелитистых песчаников горбашевского горизонта (свиты) в пределах Припятской геохимической провинции проявился в волынское время бурный наземный вулканизм в эффузивной и эксплозивной фациях, причем мощность продуктов извержения, например, в южном борту Ратненского горста Припятского вала, достигает 0,5 км. Преобладали трещинные извержения, с преобладанием шлаковых конусов и мощных потоков (до 30 и более метров) базальтов (возрастом 570 - 600 млн. лет) и разделявших их прослоев туфов по схеме, как это происходило в северном и южном прорывах вулкана Плоский Толбачик на Камчатке [17]. Активная зона извержений здесь достигала нескольких километров вдоль питающей трещины длиной около 30 км. В условиях закупорки каналов и сильного давления поднимавшейся магмы снизу происходил взрыв, выброс обломков вулканических пород предыдущих фаз излияний, в том числе и щелочно-ультраосновной магмы. Во время извержений по трещинам на старой вершине Плоский Толбачик произошло обрушение и проседание кальдеры на глубину 400 м; по-видимому,

аналогичному процессу обязаны Бродичевская, Ратышинская и Сирченская тектоно-вулканические депрессии на Припятском валу.

После отложения потоков базальтовой лавы и ее литификации образовывались трещины, по которым на Припятском валу внедрялись субинтрузивные долерито-базальты с возрастом 560 млн. лет, обнаруженные на Медненском, Ратненском, Залешанском и других участках. В Берестовецком карьере среди потоков базальтов располагается субинтрузивное тело долерито-базальтов, причем для него характерно четко выраженная столбчатая отдельность. Аналогичные структуры нам приходилось наблюдать в обнажении экструзии Выгорлат-Гутинской гряды в районе г. Мукачево.

На западном склоне Украинского щита наблюдается оригинальный случай перехода на глубине 805, I м вулканогенных пород эффузивной фации (базальтов и их туфов) в субинтрузивную фацию, которая представлена хорошо раскристаллизованными долерито-базальтами\*. Последние, по-видимому, составляют нект (жерловину) вулканического аппарата, прослеженного в районе г. Подволочиска до гл. 848,0 м.

В конгломератах валдайской серии Ратненского участка обнаружена и изучена галька щелочных пород - ортофиоров, абсолютный возраст которых оказался 450 млн. лет. По составу и возрасту породы аналогичны ортофиоровым телам бассейна р. Соб с возрастом 480 - 500 млн. лет [37]. Вспышки вулканизма ортофиорового состава продолжались, по-видимому, и в нижнем кембрии о чем свидетельствуют монтмориллонитизированные туффиты в аргиллитах балтийской серии на Малоритском участке вдоль северного борта Припятского вала.

В верхнем силуре продукты щелочной магмы накапливались 390 млн. лет тому назад в виде ортофиоровых туффитов по периферии Припятского вала (с.с. Пища, Здомысль, Ковель, Боцяновка), а затем вдоль западного склона Украинского щита, в районе городов Луцк, Гусятин и Корнешты. Туффиты залегают среди верхнесилурийских известняков, причем известняки в подошве пласта содержат микрофауну *Pseudogravella longa* Krand; а в кровле - *Chonetes abruozensis* Korl. [18]. Кроме прослоев туффитов в пределах западного склона щита пока неизвестны интрузии или дайки щелочных пород силурийского времени. Однако, в доказательство проявления глубинного щелочного вулканизма в силуре можно привести пример по площади Олыштин в Польской народной республике, где были вскрыты сиециты.

\* Бурение скважины производилось в Побужской геологической экспедицией треста "Киевгеология" ИГ УССР.

Подновление рифейско-вендских разломов и вспышка нового проявления вулканизма происходило в верхнем палеозое, в связи с тектоническими напряжениями в соседних впадинах: Припятской в Белоруссии и Львовско-Волынской (заложеной на северной оконечности рифейского Предгалицийского прогиба). Эти движения затронули шов Владимир-Волынского разлома в связи с чем его подвижки внутри кембрийской и более молодых толщ отмечаются не только вдоль северного борта Львовско-Волынского угольного бассейна, но и на северо-восток через Большой Обзыр на Кухотокую Волы и далее на территории БССР, вдоль контакта Пинской седловины и Припятской впадины.

В пределах Горынского глубинного разлома с тектоническими нарушениями герцинского времени связаны светло-серые трахи-долериты, абсолютный возраст которых 290 млн. лет.

На протяжении нескольких геологических эпох (от позднего силура до позднего мела) Припятский вал находился под воздействием восходящих тектонических движений. Это обстоятельство положительно рассматривается с точки зрения оценки перспектив проявления кимберлитов и алмазообразования.

По-видимому, аналогичную историю геологического развития в эти же эпохи проходил северо-восточный склон Украинского щита, на байкальском (позднегалицийском) фундаменте которого развились Припятская и Днепровско-Донецкая впадины.

Изученная радиологическими методами диабазовая брекчия из Исачковского соляного купола (610 - 590 млн. лет) свидетельствует о волынском, вендском вулканизмах.

По геофизическим материалам методов ГСЗ и КМПВ [19] под Днепровско-Донецкой впадиной позднедевонского времени на глубине 10 - 12 км отчетливо прослеживается узкий грабен более древнего заложения. Считают, что он выполнен рифейскими образованиями, в том числе, вендскими траппами.

К настоящему времени наиболее полно представляется девонский этап развития региона. По В.К.Гавриму [20] главная фаза проявления эффузивного вулканизма связана с девонским временем (старооскольское, алатырское, воронежское, ливенское, задонское и елецко-данковское время). Разновозрастные интрузии внедрились в каменноугольное, поздне-пермское, ранне-триасовое, ранне-юрское и поздне-меловое время на фоне общего воздымания территории. В.И.Гоньшакова; кроме того отметила, на чрезвычайно важную роль

девонских тектонических движений для перестройки всей структуры Восточно-Европейской платформы [21].

Кроме извержений основного и средне-кислого составов в пределах Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба в двух изолированных участках проявлялся щелочно-ультраосновной магматизм. На Ловевской структуре в Припятском прогибе, по данным В.П. Корзуна, на-

Т а б л и ц а 2

С х е м а

последовательности магматических (вулканических) внедрений на склонах Украинского щита и обрамляющих структурах

Структура	Геологическая эпоха	Состав магмы			
		Щелочная (щелочно-ультраосновная, кимберлитовая)	Основная	Средняя	Кислая
Степной (платформенный) Крым	Верхний мез			■	■
	Рифей			▨	
Большая Донбасс	Кайнозой	▧			▧
	Ура	□			
	Пермь-триас			■	■
Зона сочленения Донбасса с Приазовьем	Рифей				▨
	Мезозой		□		
	Верхний девонский карбон		▨	□	
ДДВ, северная часть УШ и южный склон Воронежского массива	Средний девон		▨	■	
	Ура		□		□
	Верхний девон	■	■		□
Припятская впадина	Венд		▨		▨
	Верхний девон	■	■		
Брестская впадина	Венд		▨		■
	Рифей				
Припятский вал и западный склон Украинского щита	Венд		▨		■
	Карбон-пермь		▧		
	Верхний силур		▧		
	Нижний кембрий		□		
	Венд		■	■	□
Рифей		▨			

Базы: ▨ первая; ■ - вторая; □ - третья; ▧ - четвертая; ▧ - пятая; ▧ - шестая.

капливались щелочные разновидности пород, представленные трахитами, трахиандезитами, нефелинитами, нефелиновыми лейцититами, лимбургитами, анкаратрит-пикритами, пикритовыми порфиритами, сиенит-порфирами, сиенитовыми лампрофирами, шонкинитами. Такой же состав щелочно-ультраосновных пород и Белоцерковской структуре центральной части Днепровско-Донецкой впадины. При этом И.С.Галицкий и З.Г.Волошина отмечают, что проявления щелочно-ультраосновных пород контролируется разломами субмеридионального направления, внедрения щелочно-ультраосновной магмы в ДДВ (как и на западном склоне Украинского щита) предшествовало основной магме.

По-видимому, для платформенных структур, обрамляющих Украинский щит, характерна частая смена щелочного и основного вулканизма.

В табл.2 показаны главнейшие эпохи проявления щелочного, основного, среднего и кислого вулканизма. Характерно, что щелочно-ультраосновные образования глубинного и субвулканического происхождения характерны, главным образом, для западного, северного и северо-восточного обрамления Украинского щита, с которыми и связаны проявления цветных и редкометалльных проявления.

#### Л и т е р а т у р а

1. Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. К., "Наукова думка", 1975, 205 с.
2. Семененко М.П., Савченко М.А., Клушин В.І. Прип'ятский вал. К., "Наукова думка", 1976.
3. Рифейский вулканизм и металлогенность западной части Украинского щита. К., "Наукова думка", 1968.
4. Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлогенность. К., "Наукова думка", 1972.
5. Глубинное строение рудоносных районов Украинского щита. К., "Наукова думка", 1976.
6. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника впа Европеекой части СССР. К., "Наукова думка", 1972.
7. Барнадська Л.Г. Вулкани́ти Ровенської області. К., Вид-во АН УРСР, 1958.
8. Воловник Б.Я. Петрология и минералогия трапповой формации Воляно-Подолли. Автореф.канд.дисс. Львов, 1971.
9. Основные и ультраосновные формации платформ и подвижных поясов. 1962, вып.62.
10. Савченко М.А. Гіпербазіти диференційованих трапів зони зчленування Львівського прогіану та Прип'ятського валу. - Докл. АН УРСР. Сер. Б., 1972, № 11.
11. Физико-химические свойства элементов. К., "Наукова думка", 1965.
12. Савченко Н.А. Этапы развития вулканических явлений в Прип'ятском вале и западном склоне Украинского щита. - Изв.АН СССР, Сер.Геологии, 1969, № 7.
13. Савченко Н.А., Котловская Ф.И., Бартицкий Е.Н. Абсолютный возраст горных пород Прип'ятского вала и прилегающих участков

В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. М., "Наука", 1967.

14. Tokarski I. Potawowe megstowce Wolynia. - *Archiwum mineralogiczne Warszawa*. t. XVII, 1947.

15. Tokarski I. O Senidynicie w Berestowcu na Wolyniu. - *Koemos*. t. 53, N 4. 1929. Lwow.

16. Савченко Н.А., Бобривич А.П., Смирнов Г.И. и др. Первая находка рифейского алмаза на Украине. - *ДАН УССР, Сер.Б.* 1976, №5.

17. Федотов С.А. О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений. - *Изв.АН СССР, Сер.Геологии*, 1976, № 10.

18. Савченко Н.А., Крандиевский В.С. О силурийском вулканизме Припятского вала, Воляно-Подолии и смежных участков. - *ДАН СССР*, 1967, № 1.

19. Соллогуб В.Б., Калужная Л.Т. Новые данные о внутреннем строении земной коры юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. - *ДАН УССР, Сер.Б.* 1975, № 4.

20. Гавриш В.К. Глубинные структуры (разломы) и методика их изучения. К., "Наукова думка", 1969.

21. Гоньшакова В.И., Боячук М.Д., Бутурлинов Н.В. и др. Проявления щелочно-ультраосновного - щелочно-базальтоидного магматизма в зоне сочленения Большого Донбасса с Украинским щитом. - *Изв.АН СССР, Сер.геологии*. 1968, № 9.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие . . . . .	3
Семеновко Н.П., Савченко Н.А., Бритченко А.Д. Циклы вулканизма Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса и проблема металлогенности северного склона Украинского щита . . . . .	5
Махнач А.С., Корзун В.П. Состав и условия размещения девонских вулканогенных образований Припятской впадины . . . . .	14
Гавриш В.К., Рябчун Л.И. О связи рифтообразования и вулканизма . . . . .	23
Галицкий И.В. Связь девонского вулканизма с тектоникой Днепровско-Донецкого авлакогена . . . . .	35
Беляев В.С., Бритченко А.Д., Ткачишин С.В., Хмель Ф.Ф. Характеристика вулканогенных образований девона северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины в связи с поисками нефти и газа . . . . .	46
Волошина Э.Г. Вулканогенные образования девона Центральной части Днепровско-Донецкой впадины . . . . .	55
Быков И.Н., Канцеров В.А. О проявлениях девонского вулканизма на юго-востоке Воронежской антеклизы . . . . .	75
Радзивилл А.Я., Бугаенко В.Н. О девонской тектонической активизации Черниговского выступа . . . . .	84
Ляшкевич Э.М. О формационной принадлежности вулканических пород Днепровско-Донецкой впадины . . . . .	90
Семеновко Н.П., Хруцов Д.П., Лепигов Г.Д., Строев В.М. Циклы гидротермальной деятельности и их отражение в солёнокупольных структурах Днепровско-Донецкой впадины . . . . .	98
Раздорожный В.Ф. Редкие щелочные металлы в минерализованных водах Днепровско-Донецкой впадины . . . . .	109
Савченко Н.А. Условия размещения и возраст лампрофиров восточной части Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба . . . . .	113
Гутерман В.Г. Некоторые вопросы тектонофизики Днепровско-Донецкой впадины . . . . .	121
Кутас Р.И. О тепловом поле Днепровско-Донецкой впадины и возможной его связи с вулканическими процессами . . . . .	130
Савченко Н.А. Эволюция состава и схема последовательности магматических (вулканических) внедрений . . . . .	137

ВУЛКАНИЗМ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ  
ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ И ДОНБАССА

Печатается по постановлению ученого совета  
Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редактор О.Н.Збицкая  
Художественный редактор Н.И.Возный  
Технический редактор Е.Г.Вегер  
Корректор Н.Б.Игнатовская

Информ. бланк № 1507

---

ВФ 00753. Подписано в печать 24.УШ 1977 г. Формат 60x84 1/16.  
Бумага офс. № 2. Усл. печ. л. 9,53. Учетно-изд. л. 9,29. Тираж  
350 экз. Изд. № 46. Заказ 7-450. Цена 90 коп.

---

Издательство "Наукова думка", 252601, Киев, ГСП, ул. Репина, 8.  
Киевская книжная типография научной книги республиканского про-  
изводственного объединения "Полиграфкинг" Госкомиздата УССР,  
252004, Киев-4, ул. Репина, 4.

УДК 549.903.55 (I); 551.211; 550.93

ЦИКЛЫ ВУЛКАНИЗМА ДДВ И ДОНБАССА И ПРОБЛЕМА МЕТАЛЛОНОСНОСТИ СЕВЕРНОГО ОКЛОНА УКРАИНСКОГО ШИТА. Н.П.Семеновко, Савченко Н.А., Бритченко А.Д. - В кн.: Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. К., 1977. 5-14.

Новейшими геолого-разведочными, геофизическими и радиологическими материалами установлено, что ведущими направлениями рифейского структурообразования байкальской (галицийской) эпохи складчатости Восточно-Европейской платформы было северо-западное простирание структур. К структурам этого простираня относятся также Припятско-Днепровско-Донецкий прогиб (авлакоген), заложение которого произошло в рифее, а окончательное формирование совпало с девонской историей его развития.

Для прогиба характерны вулканогенные формации (оливин-трахибазальтовая и щелочноультраосновно-щелочнобазальтоидная), которые обычно развиваются в условиях коры стабилизированных древних платформ.

Список лит.: 26 назв.

УДК 551.217.1; 552.313

СОСТАВ И УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ. Махнач А.С., Корзун В.П. - В кн.: Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. К., 1977. 14-23.

В статье описаны верхнедевонские вулканогенные образования Припятской впадины, которые развиты, главным образом, в ее восточном борту на Лоевской структуре. Они залегают на глубинах от 900 до 2300 м и образуют две, а на крайнем северо-востоке - три вулканогенные толщи мощностью 400 - 600 м каждая. Первая (нижняя) вулканогенная толща образовалась в евлановско-ливенское, вторая - в елецкое, третья - в елецко-лебединское время; абсолютный возраст пород 355 - 360 млн. лет. Среди пород Припятской впадины выделяются средние, основные и ультраосновные и щелочные разновидности (трахиты, трахиандезиты, трахибазальты, нефелиниты, нефелиновые лейцититы, лимбургиты, анкаратрит-пикриты, пикритовые порфириты, сиенит-порфиры, сиенитовые лампрофиры, шонкиниты).

Учитывая состав пород, верхнедевонские вулканогенные образования отнесены к щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации.

Список лит.: 10 назв.

УДК 549.903.55 (I); 551.24 (I2)

О СВЯЗИ РИФТОБРАЗОВАНИЯ И ВУЛКАНИЗМА. Гавриш В.К., Рябчун Л.И. - В кн.: Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. К., 1977. 23-36.

Формирование Доно-Днепровского рифтогена происходило по схеме сводово-вулканогенных рифтовых зон кенийского типа. Первые проявления эффузивного вулканизма в Доно-Днепровском прогибе наблюдаются в позднерифейское (волыньское) время (Белоруссия). Основная фаза эффузивного вулканизма связана с девонским возрастом (староскольное, алатырское, воронежское, ливенское, задонское, елецко-данковское время). Интрузивные вулканиды уверенно выделяются только среди пород осадочной толщи карбона Донбасса.

По данным абсолютной геохронологии и геологических материалов внедрение интрузий в каменноугольную толщу предполагается в конце ранней перми, в предтриасовое время, в конце ранней эры, позднего бата и позднего мела, т.е. оно совпадало с общими подсемьями рассматриваемой территории при рифтогенезе, в конце отдельных циклов геотектонического развития.

Ил. 2. Табл. - Список лит.: 28 назв.

УДК 551.211:551.24

СВЯЗЬ ДЕВОНСКОГО ВУЛКАНИЗМА С ТЕКТОНИКОЙ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО АВЛАКОГЕНА; Галицкий И.В. - В сб.: Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. К., 1977, с. 37-48.

Рассмотрены основные вулканогенные формации и их структурно-тектоническое положение. Отмечается важная роль субмеридиональных разломов в генерации наиболее глубоких магм и влияние тектонических движений в геосинклинали на девонский вулканизм.

Ил.2. Табл.1. Список лит.: 17 назв.

УДК 551.24/21; 553.981/2.042

ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДЕВОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ НЕФТИ И ГАЗА. Беляев В.С., Бритченко А.Д., Ткачшин С.В., Хмель Ф.Ф. - В кн.: Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. К., 1977, с. 48-57.

Приводится геологическая позиция эффузивно-терригенных образований северо-западной части ДДВ (междуречье Днепра и Сулы). Вулканогенные образования приурочены к алатырскому, воронежскому, елановскому горизонтам верхнефранского подъяруса подсолевого комплекса и лебедяноско-данковского горизонта верхнефаменского подъяруса надсолевого комплекса. К подсолевому комплексу приурочены базальты, андезиты-базальты, а к солевому, наряду с базальтами, также трахиты, трахиандезиты, ортофиры, кварцевые порфиры и риодиты. В связи с изучением коллекторских свойств пласта рассмотрены емкостные и фильтрационные свойства пород.

Ил.2. Табл.3. Список лит.: 4 назв.

УДК 551.211; 549.903; 552

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ДЕВОНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ. Волошина Э.Г. - В кн.: Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. К., 1977, с. 57-78.

Приводится стратиграфическое положение вулканогенных пород и их петрографическая характеристика. В центральной части ДДВ выделены три толщи: нижне-среднефранская вулканогенно-осадочная, верхнефранская галогенная с силлами и дайками диабазов и нижнефаменская туфогенно-терригенная. Первые проявления вулканических излияний связаны с раннешигровским и кызовским временем. Главная масса вулканических накопилась в семидуковское время.

Детально описана белоцерковская свита, к которой приурочены оригинальные для региона щелочно-ультраосновные и щелочно-базальтоидные образования; приводится их петрографическая и петрохимическая характеристика.

Ил.6. Табл.2. Список лит.: 5 назв.

## УДК 551.213

О ПРОЯВЛЕНИЯХ ДЕВОНСКОГО ВУЛКАНИЗМА НА ЮГО-ВОСТОКЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ. Биков И.Н., Канцеров В.А. - В кн.: Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. К., 1977, с. 78-87.

Охарактеризована эволюция составов вулканических образований в течение девонского этапа платформенного магматизма. Показано, что начальные фазы этапа (I цикл) отмечены проявлениями субформации щелочных базальтоидов, с которой связаны повышенные концентрации титана и циркония, а конечные фазы (II цикл) в основном выражены проявлениями эффузивной фации трапповой формации древних платформ. Подчеркивается унаследованность структурного положения вулканических аппаратов, приуроченных к активизированным в девонское время древним глубинным разломам субмеридионального направления.

Ил.4. Табл. I. Список лит.: 9 назв.

## УДК 551.211; 551.72

О ДОДЕВОНСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ЧЕРНИГОВСКОГО ВЫСТУПА. Радзивилл А.Я., Бугаенко В.П. - В кн.: Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. К., 1977, с. 87-98.

Проявление эффузивных пород в северо-западной части ДДВ интерпретируется с точки зрения тектоно-вулканической теории формирования региона в додевонское время. В связи с этим предполагается, что в осевой части впадины располагается так называемая срединная Чернигово-Измская погребенная вулканическая дуга северо-западного простирания.

Рассматривается состав кислых образований (дипариты и вторичные кварциты) Дожиковского антиклинального поднятия; предложено заключение о их верхнепротерозойском возрасте.

Ил. I. Табл. I. Список лит.: 4 назв.

## УДК 551.211; 551.217 (1)

О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ. Ляшкевич Э.М. - В кн.: Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. К., 1977, с. 93-101.

Среди эффузивно-пирокластических пород ДДВ, мощность которых достигает 1000 - 2700 м, выделены две толды: нижняя (свляновско-ливенского или семилужского веков франского времени) и верхняя (данково-лебедянского века фаменского времени позднего девона). Начальные стадии девонского вулканизма характеризовались продуктами основного, сменяясь во времени излиянием дав более кислого и щелочного составов (ортофиры, кварцевые порфиры).

Выделяется несколько петрографических групп вулканогенных пород оливин-базальтовой формации (базальты, трахи-андезиты, ортофиры, кварцевые порфиры, которые относятся к представителям основной и средне-кислой магм) и породы щелочно-ультраосновной формации, представленные авгититами, меймечитами, анкаратритами, нефелинитами и лейцититами.

Ил.2. Табл. I. Список лит.: 10 назв.

УДК 553.061.2; 553.065

ЦИКЛЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В СОЛЯНО-КУПОЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ. Семеновко Н.П., Хрущов Д.П., Лепигов Г.Д., Строев В.М. - В кн.: Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. К., 1977, с. 101-111.

В купольных структурах ДДВ установлена гидротермальная минерализация сульфидов свинца, цинка и меди с никелем и кобальтом, а также другими минералами. Оруденение концентрируется, главным образом, в надослевой брекчии северной части структуры.

В ДДВ развито несколько циклов гидротермальной деятельности, которые соответствуют герцинской, киммерийской и альпийской металлогеническим эпохам.

Ил.1. Табл.2. Список лит.: 7 назв.

УДК 550.46 (477.5)

РЕДКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАЛЛЫ В МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ВОДАХ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ. Раздорожный В.Ф. - В кн.: Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. К., 1977, с. 111-125.

Методом фотометрии пламени изучены редкие щелочные металлы (лития, рубидия, цезия) минерализованных вод ДДВ. Установлено, что их концентрация зависит от химического состава и возраста подземных вод.

Воды межкупольных структур ДДВ обогащены редкими щелочами, в то время, как на куполах их концентрация низкая, что объясняется генезисом остаточных рассолов бассейна. Рубидий и цезий встречаются в водах реже, чем литий.

Ил.2.

УДК 552.323

УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ И ВОЗРАСТ ЛАМПРОФИРОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИПЯТСКО-ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО ПРОГИБА. Савченко Н.А. - В кн.: Вулканизм и рудные формации ДДВ. К., 1977, с.125-134.

Магматические внедрения в восточной части Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба (Ново-шахтинский р-н Ростовской обл.) представлены малыми интрузиями лампрофиров щелочной линии; их возраст 180 млн. лет, они связаны с киммерийскими тектоническими движениями.

Ил.3. Табл.1. Список лит.: 20 назв.

УДК 551.24; 536.421

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ.  
Гутерман В.Г. - В кн.: Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. К., 1977, с. 125-134.

На макете экспериментального моделирования воссоздан гипотетический механизм формирования ДДВ. В момент растяжения на модели четко обозначились зоны краевых нарушений, которые, по-видимому, отражают наиболее ранние деформации в реальной геологической обстановке.

Причиной опускания может быть неоднородность состава мантии. На основе физического моделирования изучены деформации в условиях вязко-упругого полупространства, вследствие кристаллизации высокотемпературной (т.е. низкоплотностной) фазы.

Ил. 1. Список лит.: 8 назв.

УДК 549.903; 550.3

О ТЕПЛОВОМ ПОЛЕ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ И ВОЗМОЖНОЙ ЕГО СВЯЗИ С ВУЛКАНИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ. Кутас Р.И. - В кн.: Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. К., 1977, с. 134-141.

Геологическое развитие ДДВ находит отражение в тепловом поле, которое изменяется от 25 до 46° на глубине 1 км и от 65 до 120° - 3 км.

Установлено, что повышение температур приурочено к продуктивным пластам (Прилукская, Шерелинская и другие структуры), а понижение - к соляным штокам (Ичнянская структура). Наиболее активному энергетическому воздействию подверглась восточная часть впадины.

Ил. 1. Список лит.: 8 назв.

УДК 549.903.55 (1)

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА И СХЕМА ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ) ВНЕДРЕНИЙ. Савченко Н.А. - В кн.: Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. К., 1977, с. 141-153.

Рассмотрена последовательность магматических (вулканических) внедрений на склонах Украинского щита и обрамляющих структурах: ДДВ, Припятском валу и др.

Установлено шесть фаз, которые отчетливо обособлены в пространстве и времени.

Выделены две формации: более ранняя щелочно-ультраосновная - щелочно-базальтоидная и более поздняя базальтовая, которые отражают, по-видимому, два типа магм: щелочной и базальтовой.

Табл. 2. Список лит.: 21 назв.

90 коп.

2696

«НАУКОВА ДУМКА»

