

УДК 551.24+550.834+553.98 (476)
<https://doi.org/10.65207/1680-2373-2025-2-40-59>

О ВОЗМОЖНОЙ ВЗАИМОСВЯЗИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Р. Э. Гирин, Я. Г. Грибик

Институт природопользования Национальной академии наук Беларусь
ул. Ф. Скорины, 10, 220076, Минск, Беларусь
E-mail: girinrobert@gmail.com; yaroslavgribik@tut.by

Исследована взаимосвязь между геотермическими условиями, качеством нефти Припятского прогиба и геодинамикой его развития. Установлено, что большая часть залежей нефти с лучшим качеством приурочены к Северному структурному району, в пределах которого наблюдается максимальный тепловой поток на площади Припятского палеорифта. Показано, что повышение геотермических условий данного района обусловлено, во-первых, повышенным конвективным тепломассопереносом в расположеннном здесь коровом сегменте детачмента (главного срыва) Припятского прогиба. Во-вторых, кондуктивным остыванием эфузивных пород чехла и консолидированной коры, вмещающей большой объем интрузивных тел позднедевонского магматизма. Значительное проявление магматизма в северо-восточной части прогиба было обусловлено активными плюм-тектоническими процессами, сгенерированными головной частью Западно-Днепровской рифтовой «подушки» Днепровского грабена в период максимального растяжения литосферы. Тектонически это привело к образованию здесь глубокого Припятско-Днепровского седиментационного прорыва. Припятский рифтогенез развивался благодаря пластическому растяжению нижней консолидированной коры с одновременным утонением ее верхней и средней части вследствие хрупкого растяжения. Сильная резистентность к растяжению нижней, кислой по составу коры Коростенского plutона, подстилающей Южный структурный район, и повышенная пластичность основной-ультраосновной нижней коры Центрального и Северного структурных районов, обусловили асимметричное развитие Припятского рифта с формированием шейки растяжения, системы листрических сбросов и сквозьлитосферного детачмента. Верхнемантийный сегмент зоны детачмента и ее разветвления в коре Северного структурного района в форме листрических разломов служили главнейшими каналами интенсивного переноса тепла и мантийных углеводородсодержащих флюидов в осадочную часть Припятского прогиба, благоприятствуя формированию здесь высокого теплового потока и нефтяных залежей.

Ключевые слова: Припятский прогиб, нефтеносность, тепловой поток, качество нефти, Коростенский plutон, геодинамика рифтогенеза, шейка растяжения, листрические разломы, детачмент, мантийные углеводородсодержащие флюиды.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в Припятском прогибе обнаружено 96 нефтяных месторождений, сосредоточенных в 370 залежах. Нефтяные залежи приурочены в основном к подсолевым (преимущественно карбонатным) и межсолевым отложениям. Одной из важных характерных особенностей нефтеносности Припятского прогиба является приуроченность большинства его нефтяных месторождений к Северному структурному району (Северная зона ступеней) в отличие от Центрального и Южного структурных районов этого прогиба, где степень геолого-геофизической изученности несколько ниже.

При этом в Центральном структурном районе Припятского прогиба установлено всего десять месторождений, а в Южном структурном районе одно

месторождение нефти и ее единичные непромышленные притоки на четырех площадях. Вместе с тем давно было замечено, что большое количество обнаруженных месторождений нефти на территории Северного структурного района Припятского прогиба и высокое качество этой нефти тесно коррелируют с повышенными геотермическими условиями на этой территории, тогда как Южный и Центральный структурные районы данного прогиба характеризуются сравнительно пониженным тепловым потоком, меньшим количеством открытых нефтяных залежей и более низким качеством нефти. В предшествующий полувековой период изучения и промышленного освоения углеводородов в Припятском прогибе такое распределение нефтеносности объяснялось нефтегенерационными геохимическими преобразованиями. Целью настоящей статьи является

развитие нашей гипотезы, объясняющей и обосновывающей эту установленную тесную связь между повышенным тепловым потоком, распределением нефтяных месторождений и качеством нефти Припятского прогиба на основе геодинамической модели формирования Припятского рифта [11].

Для данного анализа использована схема тектонического районирования по поверхности фундамента и подсолевого комплекса Припятского прогиба, составленная ранее. В настоящее время при проектировании производственных и научных исследований используется обновленный вариант карты нефтегеологического районирования по подсолевому и межсолевому комплексам [4]. Однако в данной статье использован предшествующий вариант тектонического районирования [29], поскольку в используемых в настоящий период картах остались без внимания некоторые элементы поперечных и доплатформенных тектонических структур, что весьма существенно при анализе геологического строения земной коры палеорифта.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА

Для построения геодинамической модели были использованы данные глубинных

сейсмических зондирований корреляционным методом преломленных волн (ГСЗ КМПВ) вдоль международного профиля EUROBRIDGE-97 и данные глубинных сейсмических зондирований методом отраженных волн, методом общей глубинной точки (ГСЗ МОГТ) вдоль профиля VIII, которые пересекают Припятский прогиб в поперечном к его простиранию направлении (рис. 1). В процессе построения данной модели выяснилась важная тектоническая роль гигантского протерозойского Коростенского плутона Украинского щита в формировании асимметричной структуры земной коры Припятского рифта. На основании результатов изучения литосферы Припятского прогиба преломленными и отраженными волнами была построена обобщенная сейсмическая модель его глубинного строения, в которой четко выделяется зона сквозьлитосферного детачмента (главного срыва), образовавшаяся при формировании Припятского рифта. Показана роль зоны детачмента в формировании на территории его Северного структурного района повышенного теплового потока, большого количества нефтяных месторождений и высокого качества нефти (рис. 1).

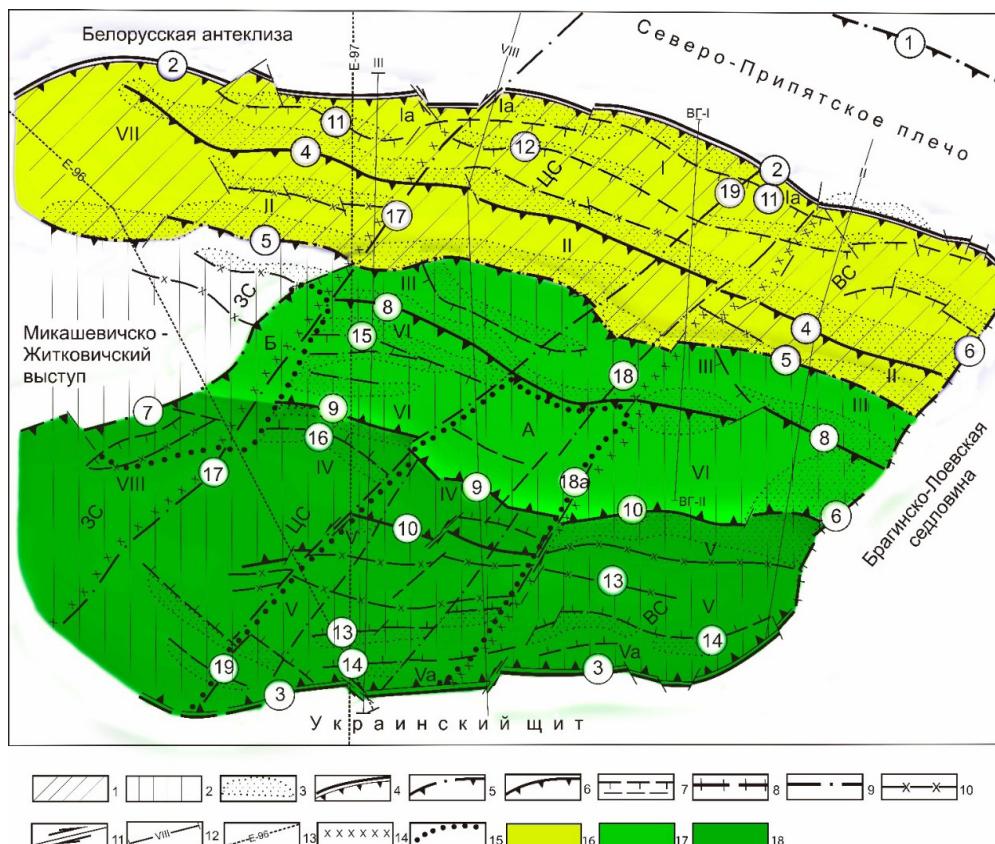


Рисунок 1 – Схема тектонического районирования поверхности фундамента и подсолевого структурного этажа Припятского прогиба (авторы Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий, С. В. Клушин, З. Л. Познякевич [29] с дополнением Р. Е. Айзberга и Т. А. Старчик [3]):

Продольные тектонические элементы: 1 – Северная зона ступеней (структурный район), 2 – Внутренний грабен (Центральный и Южный структурные районы); структуры второго порядка: I – Речицко-Шатилковская, II – Червонослободско-Малодушинская, III – Зареченско-Великоборская, IV – Шестовичко-Сколодинская, V – Наровлянско-Ельская тектонические ступени, VI – Петриковско-Хойникская зона осевых погруженных выступов и периклиналей, VII – Старобинская центриклинальная депрессия, VIII – Туровская центриклинальная депрессия; 3 – структуры третьего порядка – зоны приразломных поднятий; внепорядковые структуры: Ia – Северная зона бортовых уступов; Va – Южная зона бортовых уступов. *Поперечные тектонические элементы:* ЗС – Западный сегмент, ЦС – Центральный сегмент, ВС – Восточный сегмент; зоны мозаичных поднятий: А – Дубровско-Валавская, Б – Примикашевичская. *Разломы:* 4 – суперрегиональные, 5 – региональные, 6 – субрегиональные, 7 – прочие, 8 – глубинный разлом, ограничивающий Припятский грабен на востоке, 9 – разломы доплатформенные, отражающиеся флексурно-разломными зонами чехла и ограничивающие поперечные сегменты и структуры; кинематические типы разломов: 10 – согласные сбросы, 11 – сдвиги. *Прочие обозначения:* линии региональных сейсмических профилей: 12 – ГС3-МОГТ, 13 – ГС3-ЕвроБридж; условные границы: 14 – поперечных сегментов, 15 – поперечных зон мозаичных поднятий Припятского прогиба. 16 – Северный структурный район, 17 – Центральный структурный район, 18 – Южный структурный район. Название разломов (цифры в кружках): 1 – Жлобинский; 2 – Северо-Припятский; 3 – Южно-Припятский; 4 – Речицко-Вишанский; 5 – Червонослободско-Малодушинский; 6 – Лоецкий; 7 – Микашевичский; 8 – Азерецко-Великоборский; 9 – Шестовичко-Гостовский; 10 – Буйновичско-Наровлянский; 11 – Глусско-Березинский; 12 – Оземлинско-Первомайский; 13 – Дубровско-Ельский; 14 – Выступовичский; 15 – Копаткевичский; 16 – Сколодинский; 17 – Малынско-Туровский; 18 – Первомайско-Заозерный; 19 – Пержанско-Симоновичский

Для исследования влияния геодинамических особенностей формирования Припятского прогиба на характеристики его нефтеносности и геотермические условия мы сначала детально описали взаимосвязь распределения месторождений нефти на его территории с параметрами теплового потока, а также с качеством нефти этих месторождений. Далее, на основе результатов изучения структуры его литосферы преломленными и отраженными волнами, была подробно описана геодинамическая модель развития Припятского рифта, которая объяснила причину асимметричного строения его литосферы. После чего мы перешли к построению комплексной модели формирования земной коры Припятского прогиба, составляющей частью которой является формирование нефтяных залежей. Ниже приведены результаты, полученные в процессе выполнения такого плана исследований.

О ВЗАИМОСВЯЗИ НЕФТЕНОСНОСТИ С ГЕОТЕРМИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ НЕДР

В начальный период нефтепоисковых работ в Припятском прогибе, который можно охарактеризовать как регионально-поисковый этап, поиски нефти, по сути, выполнялись методом дикой кошки [12]. На этом этапе в 1953 г. было установлено первое нефтепроявление в скв. Ельская 2 на территории Южного структурного района. Эта обнаруженная залежь нефти была приурочена к отложениям песчаника внутри верхнесоленосной толщи, а нефть характеризовалась как смолистая, вязкая и плотная ($0,91 \text{ г}/\text{см}^3$). Через 11 лет, в 1964 г. в поисковой скв. Речицкая 8, расположенной на территории Северного структурного района, из межсолевых отложений получен промышленный приток нефти лучшего качества по плотности, смолистости и газонасыщенности. В последующий период примерно с 2000 г.

все нефтепоисковые работы проводились в пределах Северного структурного района, где и были открыты основные месторождения нефти. Нефть этой части Припятского прогиба характеризуется как легкая, малосмолистая, достаточно газонасыщенная. Вместе с тем в Северном структурном районе была также обнаружена и тяжелая нефть с плотностью более $0,96 \text{ г}/\text{см}^3$ (Октябрьское, Ново-Кореневское, Чистолужское, Прохоровское месторождения). Однозначного ответа о причине такого распределения по качественным характеристикам в тот период не существовало и преобладало мнение о том, что такое распределение было связано с условиями преобразования органического вещества и его типом [20; 21; 22; 26; 27].

В процессе выполнения геологоразведочных работ по поиску нефти в Припятском прогибе регистрировались также геотермические условия недр путем замера температуры по стволу скважин, а также при испытании нефтяных объектов в отдельных горизонтах вскрытого геологического разреза. По результатам данных исследований установлена тенденция распространения более высоких температур недр на одинаковых глубинах в Северном структурном районе по сравнению с Центральным и Южным районами Припятского прогиба, которые в цитируемой ниже работе названы как Северная, Центральная и Южная зоны. В связи с неравномерными геотермическими условиями Припятского прогиба выполнен дифференцированный анализ геотермических данных по этим трем структурным районам (зонам) с выделением в Северной зоне трех геотермических участков (восточная, центральная и западная части этой зоны). Для построения использовались геотермические данные в скважинах в восстановленном тепловом поле (выдержка не менее 10 сут.) и определялась средняя температура всех замеров соответствующей части

(зоны) через 50 м мощности комплекса. По осредненным значениям построены сводные

термограммы, которые приняты в качестве фоновых для зоны или ее части (рис. 2) из работы [5].

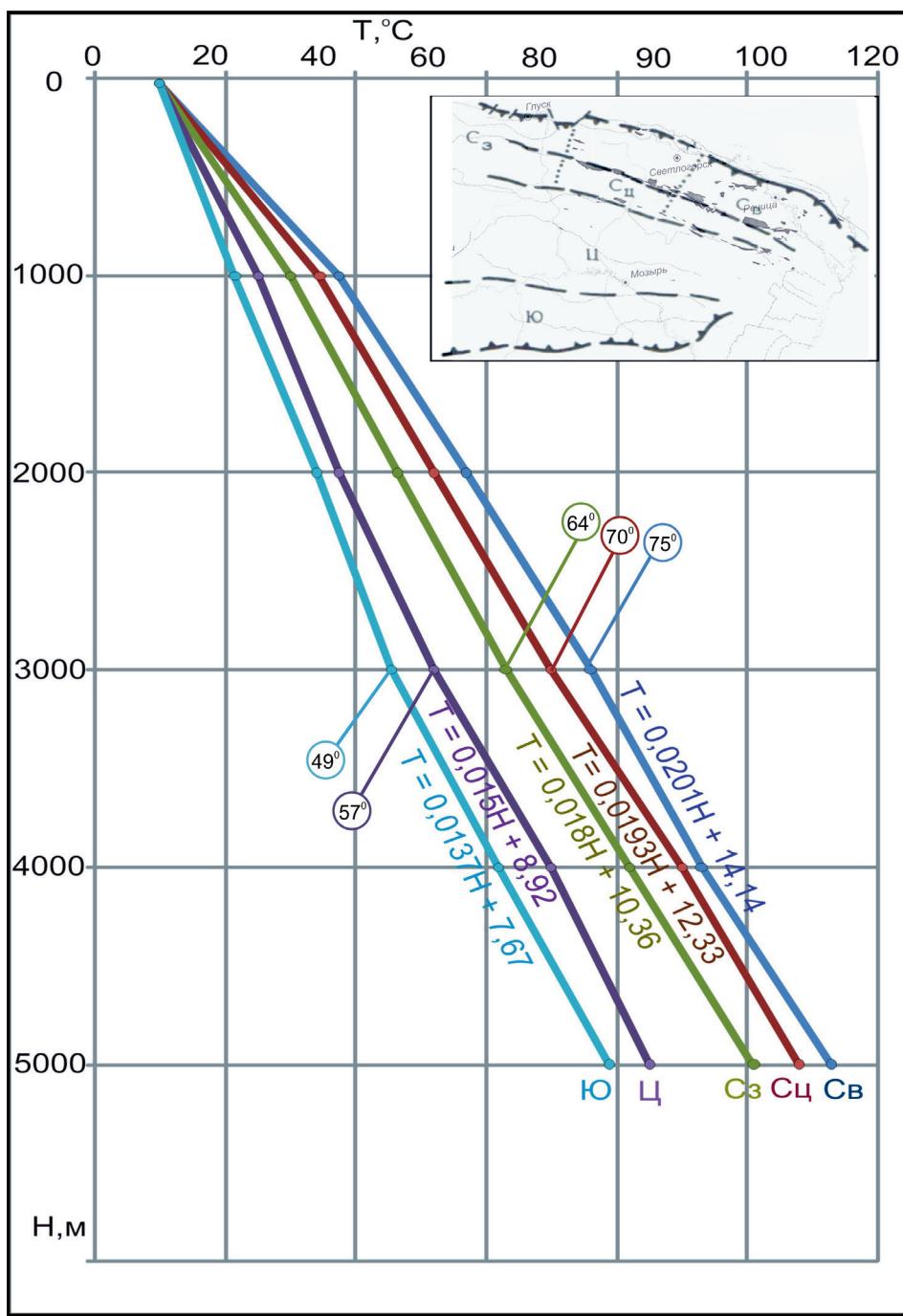


Рисунок 2 – Зональные фоновые термограммы осадочного чехла Припятского прогиба по данным [5], дополненные по материалам из работы [13]

На представленном графике, в частности, видно изменение значения температуры в платформенном чехле Припятского прогиба на глубине 3000 м. В Южной зоне она составляет 49 °C, в Центральной – 57 °C, в Северной зоне температура закономерно увеличивается от значений 64 °C на площади ее западного участка, до значений 70 °C на

территории центрального участка и достигает величины 75 °C на площади восточного участка. Представленные на рисунке 2 графики изменения температуры платформенного чехла разных частей Припятского прогиба в зависимости от глубины можно описать формулами, представленными в таблице 1.

Таблица 1 – Формула зависимости температур от глубины по зонам Припятского прогиба

Зона	Части зоны	Температура на 3000 м	Формула зависимости температур от глубины
Северная	C ₃	64°	T = 0,018H + 10,36
	C _Ц	70°	T = 0,0193H + 12,33
	C _В	75°	T = 0,0201H + 14,14
Центральная	Ц	57°	T = 0,015H + 8,92
Южная	Ю	49°	T = 0,013H + 7,67

Полученные характеристики изменения температуры пород чехла подтвердились не только результатами геотермических работ при бурении скважин в прогибе, но и более поздними исследованиями теплового потока, выполненными по всей территории Беларуси [18].

Было установлено, что Северный структурный район Припятского прогиба характеризуется как более высоким геотермическим градиентом (1,72–2,41 °C/100 м), так и более высоким тепловым потоком (55–75 мВт/м²): здесь температура на одной и той же глубине на 20–25 °C выше по сравнению с Южным структурным районом, где геотермический градиент составляет 1,18–1,23 °C/100 м, а плотность теплового потока колеблется в интервале 40–52 мВт/м² [8; 14]. По данным зональных фоновых термограмм, построенных для межсолевых и подсолевых отложений, геотермическая

напряженность возрастает с юга прогиба к его центру и северу. В Северном же структурном районе геотермическая напряженность возрастает с запада на восток, при этом здесь же наблюдается и более высокий тепловой поток по сравнению с Южным и Центральным районами Припятского прогиба. Расположение промышленных залежей нефти в Припятском прогибе находится в ареалах повышенного теплового потока со значениями более 55 мВт/м². Основное же количество установленных месторождений соответствует территории, оконтуренной изолиниями 60–75 мВт/м², тогда как в полосе между изолиниями 55–60 мВт/м² выявлено около 10 небольших месторождений. Два газоконденсатных месторождения – Красносельское и Западно-Александровское – относятся к зоне с более высоким тепловым потоком 65–75 мВт/м² (рис. 3).

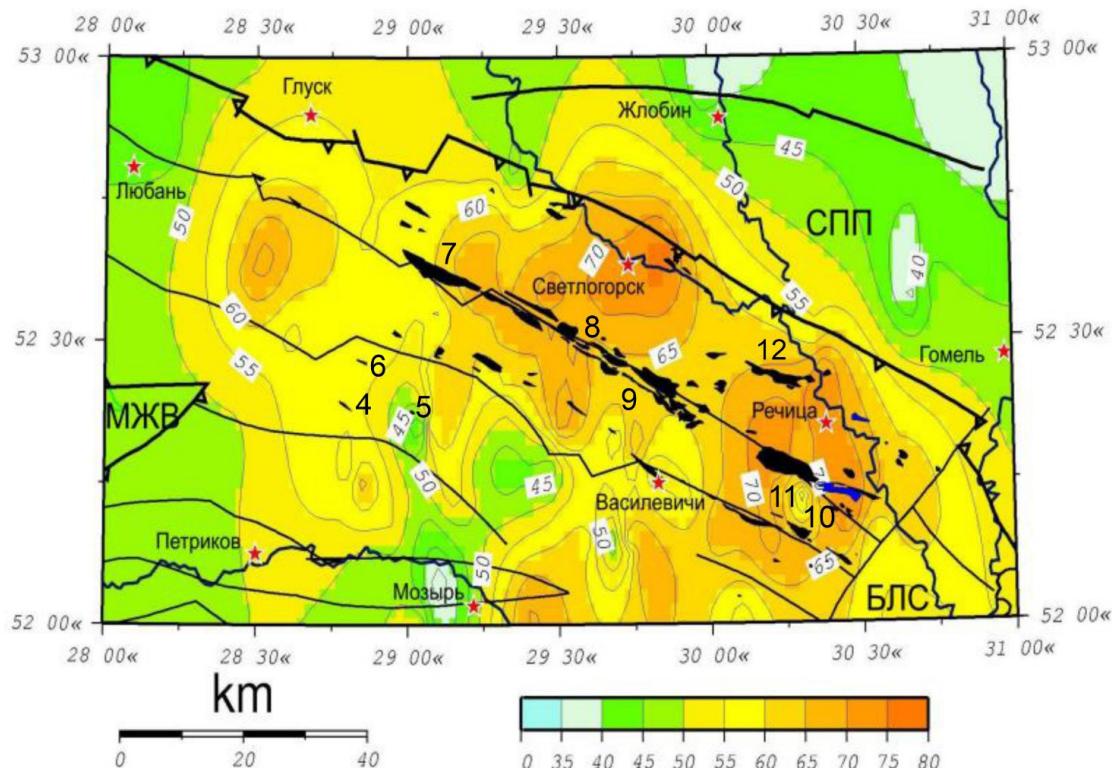


Рисунок 3 – Соотношение плотности теплового потока (мВт/м²) и месторождений нефти в Припятском прогибе, взятое из работы [13]:

БЛС – Брагинско-Лоевская седловина; МЖВ – Мишавичско-Житковичский выступ; СПП – Северо-Припятское плечо. Контуры нефтяных месторождений показаны заливкой черного цвета, а цифрами пронумерованы нефтяные площади и месторождения, указанные в таблице 2. Нефтяные площади с нефтепроявлениями на территории Южного структурного района: Радомлянская, Восточно-Выступовичская и Южно-Валавская не отмечены на данном рисунке, поскольку он не охватывает всю площадь прогиба. Нефтяные месторождения: 4 – Западно-Бобровичское; 5 – Савичское; 6 – Комаровичское; 7 – Вишанское; 8 – Сосновское; 9 – Осташковичское; 10 – Красносельское; 11 – Барсуковское; 12 – Восточно-Первомайское. Синим цветом показаны Красносельское и Западно-Александровское газоконденсатные месторождения

Установлена также тесная взаимосвязь качества нефти Припятского прогиба и геотермических параметров продуктивных пластов. Нефть Южного структурного района характеризуется как низким геотермическим градиентом продуктивных пластов ($1,18\text{--}1,23\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$), так и своим низким качеством: повышенной плотностью $0,90\text{--}0,93\text{ г}/\text{см}^3$, смолистостью (до 41 %), повышенной сернистостью (более 1 %) и невысокой газонасыщенностью (не более $15\text{--}20\text{ м}^3/\text{м}^3$). Такими же низкими показателями качества характеризуется и нефть Центрального структурного района: Комаровичского, Савичского и Западно-Бобровичского месторождений (табл. 2), взятая

из работы [15]. Здесь также наблюдается невысокий геотермический градиент в разрезе продуктивных пластов: $1,16\text{--}1,38\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Иная картина выявлена на территории Северной зоны ступеней, где зафиксированы повышенные геотермические градиенты, которые изменяются от $1,72\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ на Вишанском месторождении до $2,41\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ на Красносельском месторождении. В таком же направлении улучшается и качество нефти. Плотность ее становится значительно ниже: $0,84\text{--}0,81\text{ г}/\text{см}^3$, достигая значений $0,71\text{ г}/\text{см}^3$. Газонасыщенность конденсата при этом доходит до величины $2000\text{ м}^3/\text{м}^3$ на Красносельском газоконденсатном месторождении.

Таблица 2 – Взаимосвязь качества нефти с геотермическими условиями Припятского прогиба

№ п.п.	Мест-орождение, площадь	скв.	Комплекс	T, $^{\circ}\text{C}$	Глубина, м	Геотермический градиент, $^{\circ}\text{C}/100\text{м}$	Характеристика нефти			Расстояние до ближайшего мантийного разлома, км	
							плотность, $\text{г}/\text{см}^3$	смолы, %	сера, %		
1	Радомлянская	14	м.с.	32	1900	1,21	0,93	41	1,2	< 10	3 км от II-II
2	Восточно-Выступовичская	3	м.с.	35	2100	1,23	0,93	36	1,6	< 10	4 км от II-II
3	Южно-Валавская	35	п.с.к.	62	4509	1,18	0,901	11,7	0,61	< 15	5,5 км от II-II
4	Западно-Бобровичская	1	п.с.к.	42	2850	1,16	0,935	27,0	1,47	< 10	17 км от III-III
5	Савичское	1	п.с.к.	56	3450	1,30	0,890	13,8	1,01	< 15	11 км от III-III
6	Комаровичское	2	п.с.к.	62	3850	1,38	0,934	13,4	1,2	< 20	7 км от III-III
7	Вишанское	5	п.с.к.	60	2970	1,72	0,889	20,3	0,65	80	2 км от IV-IV
8	Сосновское	15	п.с.к.	74	3200	2,03	0,786	отс.	0,07	500	1,5 км от IV-IV
9	Осташковичское	2	м.с.	65	2700	2,07	0,885	10,9	0,7	78	1,8 км от IV-IV
10	Красносельское	203	м.с.	83	3070	2,41	0,7	2,7	0,24	2000	0,5–0,7 км от IV-IV
11	Барсуковское	9	п.с.к.	81	3115	2,32	0,801	5,6	0,13	268	1,5 км от III-III
12	Восточно-Первомайское	71	п.с.к.	95	4100	2,1	0,84	сл.	0,04	350	5 км от I-I

Примечание – м.с. – межсолевой, п.с.к. – подсолевой карбонатный.

Такая тесная связь плотности теплового потока и геотермического градиента продуктивных пластов с количеством и качеством нефти, разведанной на территории Припятского прогиба, позволила нам утверждать, что это обусловлено повышенным потоком миграции глубинных углеводородных флюидов в проницаемых зонах субширотных листрических разломов, широко развитых на площади его Северного структурного района [16]. Это подтверждается также выполненным ранее в 2004 г. анализом и информацией в таблице 2, где определено расстояние от залежей нефти до ближайших разломов мантийного заложения. И хотя нефтепроявления (Радомлянское, Восточно-Выступовичское и Южно-Валавское) в Южном структурном районе располагаются на небольшом расстоянии от Южно-Припятского краевого разлома (расстояние 3–5,5 км, см. таблицу 2), они приурочены к участку с более низким тепловым потоком и ухудшенными параметрами качества нефти. Очевидно, что низкий уровень влияния Южно-Припятского краевого разлома на нефтеносность Южного структурного района Припятского прогиба определяется иной причиной.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПРИПЯТСКОГО РИФТА

Для того чтобы прояснить причину асимметричного строения Припятского прогиба и его возможного влияния на особенности нефтегазоносности на данной территории, важно было оценить тектоническую роль соседнего с Припятским прогибом гигантского протерозойского Коростенского plutона Украинского щита на геодинамику формирования данного Припятского сегмента Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена. Кратко мы уже рассматривали этот вопрос в работе [11]. С этой целью, кроме всего прочего, были использованы материалы глубинного строения литосферы Припятского прогиба по двум профилям глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ): международного профиля ГСЗ корреляционным методом преломленных волн (ГСЗ-КМПВ) EUROBRIDGE-97 (рис. 4) и профиля VIII, отработанного методом общей глубинной точки (ГСЗ-МОГТ) [31]. Оба эти профили параллельны друг другу, они пересекают в поперечном направлении Припятский прогиб, начинаясь на территории Белорусской антеклизы и заканчиваясь на территории Украинского щита. Профиль VIII расположен в 25 км восточнее профиля EUROBRIDGE-97 (рис. 1).

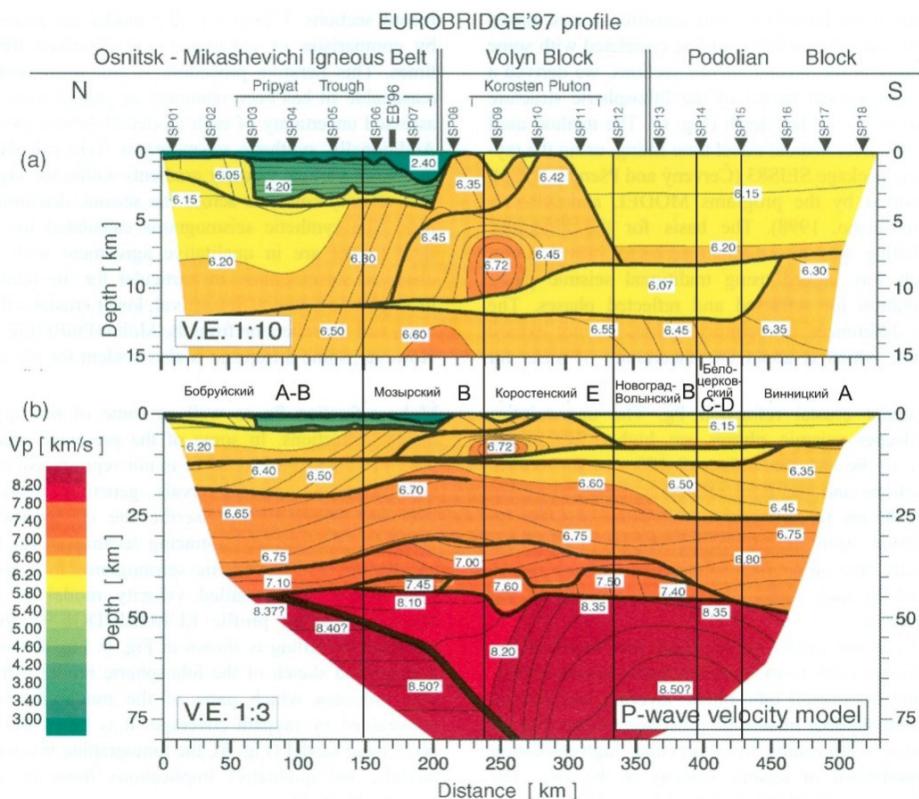


Рисунок 4 – Сейсмические разрезы земной коры по профилям EUROBRIDGE-97, построенные методом математического моделирования по Р-волнам для верхней коры (а), для всей коры (б). Утолщенные линиями показаны сейсмические границы, тонкими – изолинии скоростей, км/с; двойная линия – отражающая граница в мантии.
Составили: Н. Thybo, Т. Janik, В. Omelchenko, M. Grad et al. [35]

Многие исследователи отмечали значительное влияние глубинного распространения корневой структуры Коростенского plutона Украинского щита на соседние тектонические структуры: герцинский Припятский прогиб, палеопротерозойский Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс, Волынский и Подольский блоки щита. В одной из важных работ по этому вопросу говорится, что условно называемый Коростенский plutон на самом деле представляет собой гигантский массив магматизма AMCG (Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite) типа возрастом 1,80–1,74 млрд лет [34]. Данный тип рекуррентного AMCG магматизма достаточно широко распространен на территории западной части Восточно-Европейского кратона и в объеме Коростенского plutона петрологически представлен габбро-анортозит-рапакиви гранитным вещественным составом, образуя комплекс из нескольких отдельных основных интрузий, окруженных большим объемом гранитов рапакиви.

На скоростной модели литосферы, построенной методом математического моделирования по Р-волнам, вдоль профиля EUROBRIDGE-97 (рис. 4) хорошо видно, что глубинное строение Коростенского plutона характеризуется постоянным увеличением его объема и площади с возрастанием глубины вплоть до поверхности Мохо. Видимая его часть составляет на этом профиле порядка 95–100 км: пикеты (ПК) 230–330 км, тогда как распространение его корней над поверхностью Мохо достигает длины примерно 280 км от ПК 140 км до ПК 420 км. При этом нижняя и средняя консолидированная кора Коростенского plutона залегает антиформно, начиная от южной половины Припятского прогиба (ПК 140 км) и заканчивая значительно южнее его видимой части на территории Подольского блока Украинского щита, примерно на ПК 420 км. Изолинии скоростей продольных волн в средней и нижней коре в целом повторяют конфигурацию этой антиформы. Вершина этой глубинной антиформы тяготеет к южному борту Припятского прогиба и примерно соответствует отрезку листрического Южно-Припятского суперрегионального краевого разлома, который ограничивает с юга платформенный чехол прогиба. Данная антиформа подстилается высокоскоростной надмоховой линзой пород со скоростями продольных волн 7,45–7,60 км/с и мощностью 3–10 км, которая полностью выклинивается, соответственно, на севере на площади Южного структурного района Припятского прогиба в районе (ПК) 140 км, а на юге в районе ПК 420 км на площади Подольского блока УЩ. Таким образом, можно определить северный и южный «склоны» Коростенского plutона, которые располагаются,

соответственно, между ПК 140–210 км и ПК 300–390 км. Исходя из этого, есть основание полагать, что по меньшей мере Южный структурный район Припятского прогиба формировался на додевонской консолидированной коре, созданной главным образом в ходе последней фазы консолидации Восточно-Европейского кратона в процессе Коростенского рекуррентного магматизма AMCG типа (1,8–1,74 млрд лет). Учитывая, что профиль EUROBRIDGE-97 пересекает Коростенский plutон не по центру, а по его крайней западной части (разделяя его обнаженную площадь на две неравные части: 15 % и 85 % от общей площади), можно предположить, что на территории Припятского прогиба восточнее данного профиля не только Южный, но в некоторой степени и Центральный структурный районы были сформированы путем наложения девонского рифтогенеза на докембрийскую Коростенскую консолидированную кору. В связи с этим обстоятельством глубинная структура земной коры по профилю VIII (ГСЗ МОГТ), расположенному в 25 км восточнее профиля EUROBRIDGE-97, безусловно, будет более представительно и выразительно отражать тектоническое влияние корней гигантского Коростенского plutона на геодинамику формирования Припятского прогиба.

С целью выяснения особенностей тектонического влияния протерозойского Коростенского plutона Украинского щита на геодинамику формирования герцинского Припятского прогиба необходимо сказать, что в монографии [10] было установлено, что блоки консолидированной земной коры запада Восточно-Европейского кратона, обладающие более кислым вещественным составом ее нижней части, в реологическом отношении характеризуются более вязкими и жесткими параметрами, которые обуславливали значительную резистентность этих блоков процессу девонского вязкопластичного рифтогенного растяжения в полосе Припятского прогиба. Это обстоятельство, например, способствовало формированию Брагинско-Лоевской седловины, разделяющей Припятский и Днепровско-Донецкий прогибы. В свою очередь, блоки консолидированной коры, имеющие основной и ультраосновной состав нижней части, оказались в реологическом плане значительно менее вязкими и более рифтофильными, то есть с высокой реологической предрасположенностью к пластическому растяжению их нижней коры в процессе рифтогенеза. Учитывая этот факт, рассмотрим более детально геодинамику развития Припятского рифта.

В статье [34] было установлено, что нижняя кора Коростенского plutона по-разному намагничена. В ней выделены 4 отдельных блока, которые

разделены системой разломов северо-западного и северо-восточного простирания. Все эти блоки нижней коры выходят далеко за пределы его обнаженной площади. Важным оказалось то, что практически немагнитный, а значит сиалический по составу блок нижней коры Коростенского plutона занимает северную часть его площади между Тетеревским и Центральным разломами, распространяясь далее на север, на территорию южной части Припятского прогиба. В этом же ареале на территории Южного структурного района Припятского прогиба расположена и северная часть интенсивной отрицательной региональной магнитной аномалии, центр которой совпадает с центром обнаженной площади plutона [6]. Отрицательные региональные магнитные аномалии на территории запада Восточно-Европейской платформы обычно соответствуют немагнитным или слабомагнитным породам нижней части земной коры, свидетельствуя об их преимущественно кислом составе [19]. На обобщенном сейсмическом разрезе земной коры и верхней мантии по профилю EUROBRIDGE-97 [35] показана область повышенных скоростей продольных волн в консолидированной коре, соответствующая в целом объему Коростенского plutона от поверхности фундамента до границы Мохо, которая своей верхней и особенно средней и нижней корой заходит примерно на 60 км к северу от Южно-Припятского разлома (ПК 150–210 км) под территорию Южного структурного района Припятского прогиба. Более того, на сейсмическом разрезе земной коры того же профиля, построенного методом математического моделирования по продольным волнам (рис. 4), видно, что в самой нижней части земной коры этой Коростенской области повышенных скоростей залегает аномальный слой с очень высокой скоростью продольных волн $V_p = 7,45\text{--}7,60$ км/с, но с низким соотношением продольных и поперечных волн $V_p/V_s = 1,73$. Этот аномальный слой мощностью 4–5 км, залегающий на кровле границы Мохо, подстилает территорию Южного структурного района Припятского прогиба с юга на расстоянии 60 км, полностью выклиниваясь к северу на расстоянии 70 км от Южно-Припятского разлома. Авторы статьи о профиле EUROBRIDGE-97 [35], ссылаясь на результаты работы [33], полагают, что данный аномальный слой может быть представлен породами гранулитовой фации метаморфизма или состоять из кислых эклогитов, образовавшихся в процессе метаморфизма пород нижней гранулитовой коры. Таким образом, приведенные геофизические характеристики нижней части коры Коростенского plutона, подстилающей примерно на 60 км с юга Припятский прогиб, свидетельствуют о ее существенно кислом

составе, который, судя по всему, сильно препятствовал пластическому растяжению нижней коры Припятского рифта в этом месте. Таким образом, более обоснованно подтверждается наше раннее предположение о том, что существенно кислые, сиалические, а значит, немагнитные или слабо магнитные породы нижней коры Коростенского plutона, распространенные значительно севернее его обнаженной площади на Украинском щите, на территории Южного структурного района Припятского прогиба оказывали сильное сопротивление девонскому рифтогенному растяжению земной коры в южной части этого рифта [16]. В свою очередь, в Центральном и Северном структурных районах Припятского прогиба додевонская нижняя кора была значительно более основной по составу [10], то есть реологически более пластичной, поэтому именно здесь и образовалась, как будет показано ниже, удлиненная деформационная шейка растяжения в нижней коре Припятского рифта протяженностью около 90 км.

Реологическая резистентность нижней Коростенской коры рифтогенному растяжению на территории современного Южного структурного района Припятского прогиба, как хорошо видно на сейсмическом разрезе его земной коры вдоль профиля VIII ГСЗ-МОГТ, взятом из работы [31] и отображенном на рис. 5, привела в итоге к образованию деформационной шейки вязкопластического растяжения в нижней коре LCR (lower crustal reflectivity layer) только в Центральном и Северном структурных районах Припятского прогиба общей длиной около 90 км (ПК 50–140 км). Начало развития деформационной шейки растяжения (ПК 45–50 км), соответствует ее мощности, равной 12 км, и в плане совпадает с Шестовичско-Гостовским региональным разломом, отделяющим Южный структурный район Припятского прогиба от его Центрального района. Окончание шейки растяжения, где она достигает этой же мощности, равной 12 км в районе ПК 140 км, соответствует в плане Северо-Припятскому суперрегиональному листрическому разлому L3. Таким образом, ее общая длина составляет примерно 90 км. При этом минимальная толщина шейки по разрезу наблюдается в северной половине Центрального структурного района (ПК 70–100 км), достигая значений 7–8 км, после чего ее мощность плавно увеличивается с ПК 100 км в северном направлении снова до 12 км (ПК 140 км) на самом окончании Северного структурного района. Выполаживание Червонослободско-Малодубинского L4 и Речицко-Вишанского L5 разломов на кровле нижней коры LCR происходит именно на отрезке ПК 70–100 км, где деформационная шейка растяжения имеет минимальную мощность, равную

7–8 км. К этому же отрезку шейки растяжения тяготеют и продолжения выполаживающихся краевых суперрегиональных листрических разломов: Северо-Припятского L3 с падением плоскости разлома на юго-запад и Южно-Припятского L1 с падением плоскости сместителя на север.

По мнению авторов статьи [31], образование Припятского прогиба связано с утонением верхней и средней коры над ним вследствие хрупкого растяжения по системе глубоких, листрических сбросов и одновременным утонением нижней коры в результате ее пластического рифтогенного растяжения. В итоге на рис. 5а отчетливо видно, что листрические сбросы действительно выполаживаются на глубинах 30–35 км над кровлей нижней коры, которая характеризуется как нижняя кора с множеством

сейсмических отражателей lower crust reflective layer – LCR.

В Южном структурном районе Припятского прогиба, где деформационная шейка растяжения не фиксируется, сформировался, как видно на рис. 5а, главным образом суперрегиональный пологий Южно-Припятский краевой листрический разлома L1. В свою очередь, в Центральном и особенно в Северном структурном районе Припятского прогиба над удлиненной деформационной шейкой растяжения в хрупкой верхней и средней коре образовалось 3 субширотных листрических разлома: L3 – суперрегиональный краевой Северо-Припятский разлом, L4 – региональный Червонослободско-Малодушинский, L5 – региональный Речицко-Вишанский.

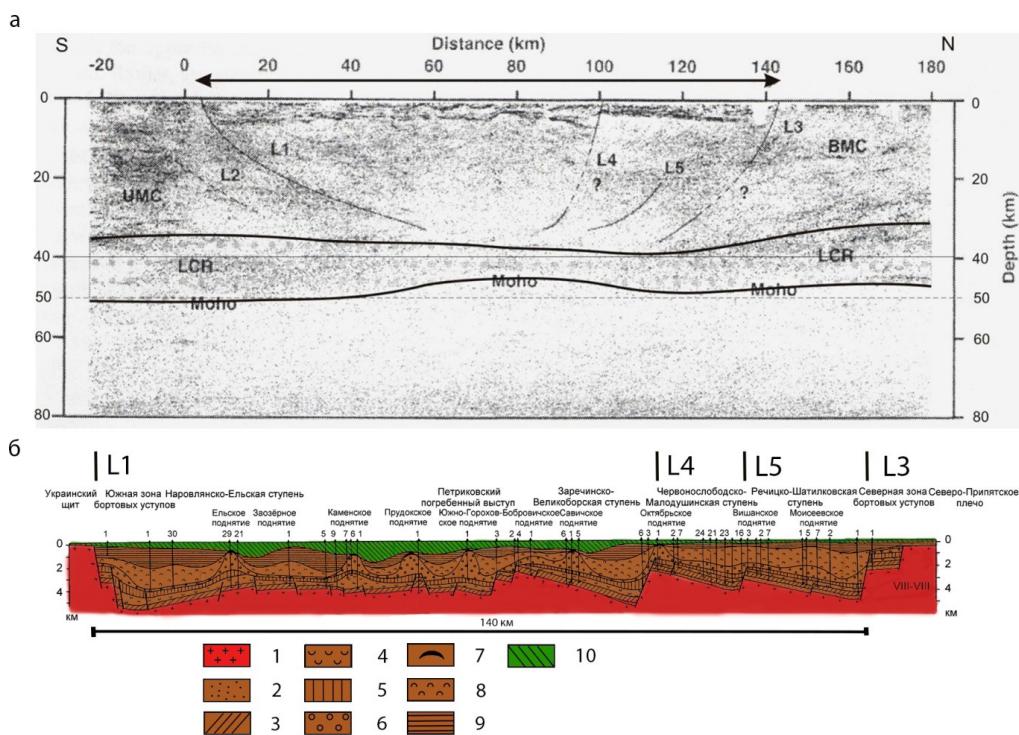


Рисунок 5 – Сейсмический разрез Припятского прогиба вдоль профиля VIII ГСЗ-МОГТ (а) из работы [31], геологический разрез вкрест простирания Припятского прогиба по профилю VIII (б). Составил В. С. Конищев [7]

Условные обозначения к рисунку 5а: протяженность прогиба показана жирной линией со стрелками. Листрические разломы земной коры: L1 – Южно-Припятский, L3 – Северо-Припятский, L4 – Червонослободско-Малодушинский, L5 – Речицко-Вишанский; верхний и средний коровые слои под Украинским щитом и Белорусской антеклизой обозначены UMC и BMC соответственно; LCR (lower crustal reflectivity layer) – нижний коровый рефлективный слой, подошва которого интерпретируется как граница Мохо.

Условные обозначения к рисунку 5б. Отложения: 1 – архейские и нижнепротерозойские; 2 – рифейские и вендинские; 3 – подсолевые девонские; 4 – нижнесоленосные евлановско-ливенские; 5 – межсолевые задонско-петровские; 6 – галитовая подтолща; 7 – брекции кепрака; 8 – глинисто-галитовая подтолща; 9 – надсолевые девонские, каменноугольные и нижнепермские; 10 – мезозойские и кайнозойские

Таким образом, рифтогенная шейка растяжения, образовавшаяся в нижней коре Припятского прогиба, отчетливо асимметрична: она

отсутствует на территории Южного структурного района (ПК 0–50 км), но четко фиксируется на площади Центрального и Северного районов

Припятского прогиба на протяжении порядка 90 км (ПК 50–140 км). Вся система листрических разломов Припятского прогиба, как развитых над деформационной шейкой, так и за ее пределами, южнее (ПК 0–50 км), также является асимметричной. При этом все листрические разломы, включая более пологий, чем все остальные, Южно-Припятский разлом, плавно выпадают на кровле нижней коры LCR lower crust reflective layer в области развития шейки растяжения в направлении ее минимальной мощности. Как известно, механизмом реализации растягивающих напряжений являются сбросы. Получается, что в процессе рифтогенного растяжения литосферы в полосе Припятского прогиба сформировалась асимметричная рифтовая структура земной коры, которая характеризуется большим количеством сбросов в северной части, в меньшей степени в его центральной части и наименьшим их количеством в южной части (рис. 5б). Такая картина хорошо согласуется с моделью рифтообразования B. Wernicke (моделью литосферного клина), объясняющей кинематику рифтогенеза моделью простого сдвига [36]. Происходящее при такой деформации скашивание деформируемого объема горных пород в процессе подъема протяженного мантийного плюма (или протяженного подъема астеносферы) по принципу пары сил требует его некоторого ограничения снизу, которое, по всей вероятности, осуществляется посредством формирования сквозьлитосферного детачмента (главного срыва) растяжения рифта. Данный механизм рифтогенеза предполагает

приоритетное развитие одной из двух возможных систем сопряженных сбросов, что обуславливает асимметрию в поперечном разрезе рифта и широкое развитие полутрабенов и систем наклонных блоков, которые мы и наблюдаем в Северном структурном районе Припятского прогиба. Более того, сам детачмент Припятского палеорифта хорошо виден на обобщенном профиле ГСЗ-КМПВ EUROBRIDGE-97 и ГСЗ-МОГТ VIII (рис. 6) в виде суперрегионального Северо-Припятского разлома L3, который выпадает на кровле нижней коры и через зону интенсивных, но локальных отражений (reflectivity) плавно переходит в пологонаклоненный рефлектор в верхней мантии. Этот рефлектор плавно погружается в южном направлении через всю территорию Припятского прогиба, уходя в мантию под более крутым углом в месте, соответствующем в плане суперрегиональному Южно-Припятскому разлому. Считается, что детачмент разделяет области существенного преобладания деформации хрупкого разрушения (выше его плоскости) и пластической деформации и течения (ниже нее). На сейсмическом разрезе литосферы по профилю EUROBRIDGE-97, построенным методом математического моделирования по продольным волнам (рис. 4), отчетливо видно, что в верхней мантии над зоной детачмента скорости продольных волн равны 8,10–8,20 км/с, а под ней – 8,37–8,50 км/с. Этот факт может косвенно подтверждать существование двух разных по реологии верхнемантийных сегментов: под зоной детачмента и над ней.

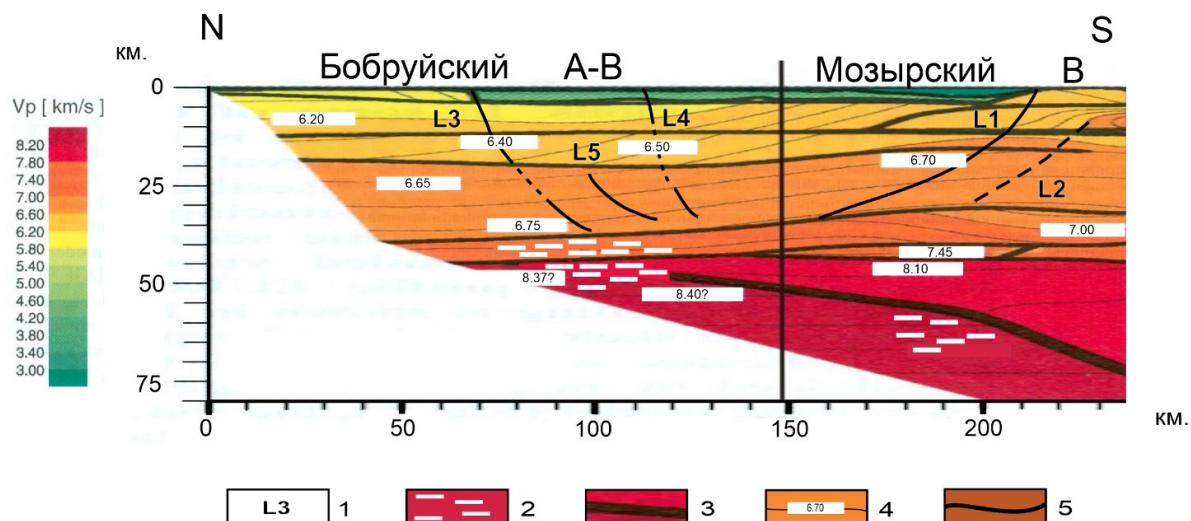


Рисунок 6 – Обобщенное строение литосферы Припятского прогиба по профилям ГСЗ-КМПВ EUROBRIDGE-1997 и ГСЗ-МОГТ VIII (автор Р. Э. Гирин):

- 1 – листрические разломы земной коры: L1 – Южно-Припятский, L3 – Северо-Припятский, L4 – Червонослободско-Малодушинский, L5 – Речицко-Вишанский; 2 – зоны reflectivity, создающие интенсивные, но локальные отражения;
- 3 – отражающая граница в мантии; 4 – изолинии скоростей, км/с; 5 – сейсмические границы. Зеленым цветом показаны осадочные породы Припятского прогиба. Типы блоков земной коры: Бобруйский А-В и Мозырский В согласно работе [10]

Надо подчеркнуть, что только совместное использование преломленных и отраженных волн двух разных профилей ГСЗ позволило нам на обобщенном сейсмическом разрезе литосферы (рис. 6) увидеть сквозьлитосферную зону детачмента Припятского прогиба. Дело в том, что ГСЗ методом общей глубинной точки (ГСЗ-МОГТ) по профилю VIII заключалось в регистрации в непосредственной близости от источника возбуждения в условиях близвертикального направления падающих и отраженных сейсмических лучей. Формирование отраженных волн, как известно, обусловлено изменчивостью акустической жесткости, то есть произведения скорости продольных волн в породах на плотность этих пород. Этот метод позволяет получить очень детальную картину структуры земной коры, в которой хорошо просматриваются, например, слои осадочного чехла, листрические разломы и локальные площадки отражений.

Корреляционный метод преломленных волн (ГСЗ-КМПВ) предусматривает регистрацию сейсмических колебаний на значительном удалении от источника взрыва, где преломленные на глубинных границах раздела волны выходят в первые вступления. Лучи преломленных волн обычно направлены вдоль субгоризонтальных границ раздела верхних, относительно низкоскоростных толщ с более глубокими, относительно высокоскоростными толщами. При ГСЗ-КМПВ таким образом фиксируются только скоростные неоднородности с положительным скачком скорости. Этот метод широко используется для изучения рельефа и свойств глубинных границ раздела в коре и мантии. В нашем случае ГСЗ-КМПВ вдоль профиля EUROBRIDGE-97 преимуществом является его большая глубинность, возможность определения скоростных характеристик продольных и поперечных волн в слоях земной коры и верхней мантии, но при этом более интегрированная и упрощенная картина строения литосферы вследствие вышеизложенных особенностей данного метода.

В результате комплексирования методов ГСЗ-КМПВ и ГСЗ-МОГТ, отображенном на обобщенном сейсмическом разрезе литосферы (рис. 6), нам удалось выявить пространственное расположение зоны детачмента Припятского прогиба. Ее можно разделить на 4 сегмента: чехольный, верхне-среднекоровый, нижнекоровый и верхнемантайный. На рис. 5а чехольная секция детачмента совпадает с отрезком Северо-Припятского суперрегионального разлома, ограничивающего осадочный чехол прогиба с севера. Далее этот листрический разлом (второй отрезок детачмента) пересекает верхнюю и среднюю консолидированную кору Припятского

прогиба – L3 на рис. 5а. После чего в нижней коре зона детачмента попадает в область современной зоны reflectivity, то есть интенсивных, но локальных отражений (ГСЗ-КМПВ), где она визуально размыается. Однако далее, в области верхней мантии она отчетливо фиксируется в виде полYGONАКЛОНЕННОГО рефлектора, пересекающего всю территорию прогиба, и в самой южной его части (пикет 195 км на рис. 6) испытывает излом, еще более круто погружаясь в мантию под площадью обнаженной части Коростенского плутона Украинского щита. Таким образом, мы видим единую, целостную и плавную сквозьлитосферную зону детачмента Припятского палеорифта. Похожая структура литосферы Припятского прогиба отражена в работе [17], но в ней только упомянута зона возможного развития детачмента в верхней мантии со ссылкой на работу [1]. В монографии [3] было показано, что первоначально детачмент зародился в самой верхней части консолидированной девонской коры (чехольный сегмент листрического разлома L3) и затем в процессе дальнейшего подъема мантийного диапира и растяжения литосферы этот первоначальный разлом постепенно пронизывал сначала верхнюю, потом среднюю кору в виде листрического сброса, выполаживаясь на кровле нижней коры, которая в это время испытывала пластическое растяжение. По мере достижения максимального растяжения литосферы прочность пород в коре и верхней мантии достигала критических значений, и в результате произошел главный срыв (детачмент растяжения) Припятского рифта с формированием зоны сквозьлитосферного тектонического сброса. Этот литосферный тектонический сброс мы, судя по всему, и наблюдаем на обобщенном сейсмическом разрезе литосферы, построенном с использованием отраженных и преломленных волн (рис. 6).

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА В СВЕТЕ ГЕОДИНАМИКИ ЕГО РАЗВИТИЯ

Повышенный тепловой поток в Северном структурном районе Припятского прогиба связан с двумя факторами. Во-первых, с повышенным тепломассопереносом в зоне сквозьлитосферного детачмента, коровый сегмент которого располагается именно в этом районе. Во-вторых, это результат мощного эфузивно-интрузивного и в меньшей степени эксплозивного позднедевонского рифтового магматизма, сгенерированным плюм-тектоническими процессами головной части Западно-Днепровской рифтовой подушки. Существование сквозьлитосферной зоны детачмента Припятского

прогиба позволяет, в свою очередь, достоверно объяснить как формирование повышенного теплового потока в Северной зоне ступеней, так и повышенную проницаемость этой зоны для мантийных углеводородсодержащих флюидов. Важно подчеркнуть, что плоскости падения субширотных листрических верхне-среднекоровых разломов этой зоны палеорифта (Северо-Припятского L3, Червонослободско-Малодушиńskiego L4 и Речицко-Вишанского L5) имеют такое же южное, юго-западное падение, как и верхнемантийная часть сквозьлитосферного детачмента. В отличие от этих разломов плоскость Южно-Припятского листрического разлома и плоскости большинства разломов Южного структурного района имеют северное падение (рис. 5б)

Следует отметить, что нарастание термальной напряженности в Северном структурном районе Припятского прогиба началось в позднефранкское время девона, когда в северо-восточной части прогиба начались первые фазы извержения вулканов центрального и трещинного типов. Всего выявлено 4 этапа припятского рифтогенного магматизма. Первые 2 этапа представлены Жлобинским комплексом трубок взрыва щелочных ультраосновных пород и Уваровичским комплексом умеренно-щелочных-щелочных ультраосновных-основных пород. Третий этап магматизма (Припятский магматический комплекс) и четвертый этап (Лоевский магматический комплекс) сформировались на стадии максимального растяжения литосферы и характеризуются значительной мощностью эфузивных отложений и практически одинаковой площадью распространения: 2500 и 2000 км² соответственно [23]. Припятское магматическое поле, которое в субмеридиональном направлении протягивается на 70 км и не менее 40 км в субширотном, располагается главным образом на площади восточной части Речицко-Шатилковской ступени, захватывая северную часть Брагинско-Лоевской седловины и Гомельскую структурную перемычку на севере. На основе новой карты поверхности кристаллического фундамента Брагинско-Лоевской перемычки и сопредельных территорий, приведенной в работе [30], мы обосновали существование глубокого седиментационного, точнее, вулканогенно-седиментационного Припятско-Днепровского палеопролива (связующего сегмента), соединяющего Днепровско-Донецкий и Припятский осадочные бассейны. Этот тектонически самый главный связующий сегмент (палеопролив) является единым, непрерывным и самым глубоким по залеганию поверхности фундамента в зоне сочленения Припятского и Днепровско-Донецкого прогибов. Он ограничен на севере, соответственно, Северо-Припятским

и Северо-Днепровским суперрегиональными разломами, а на юге Речицко-Вишанским и Репкинским региональными разломами [9]. Другими словами, данный вулканогенно-седиментационный палеопролив (сегмент) состоит из восточного замыкания Речицко-Шатилковской ступени Припятского прогиба и западной части Ловиньской ступени Днепровского прогиба. Глубина залегания поверхности фундамента в восточной части Речицко-Шатилковской ступени увеличивается с юго-востока на северо-запад от -2,2 до -5,2 км, в среднем составляя 3–4 км. Характерно, что припятская часть этого вулканогенно-седиментационного палеопролива примерно в два раза шире его днепровской части и существенно глубже. Так, вблизи разделяющего их субмеридионального Верхнеднепровского разлома поверхность припятской части фундамента располагается на глубине от -2,2 до -3,2–3,4 км и постепенно увеличивается в западном направлении до глубин -5,2 км, тогда как на территории днепровской части палеопролива глубина поверхности фундамента изменяется от -1,5 до -2,8 км и незначительно увеличивается в восточном направлении до -3,2 минус 3,4 км. С нашей точки зрения, Припятско-Днепровский палеопролив (сегмент) был сформирован в период максимального рифтогенного растяжения литосферы, сопровождавшийся максимальным объемом гипабиссального магматизма в пределах Припятско-Днепровской области магматизма и тектонически представляет собой главный связующий сегмент между глубокими Днепровско-Донецким и Припятским осадочными бассейнами. Значительное по объему проявление магматизма именно в северо-восточной части Припятского прогиба связано, по всей вероятности, с активными плюм-тектоническими процессами, обусловленными залеганием здесь, под Припятско-Днепровским проливом головной части нижнекоровой Западно-Днепровской рифтовой подушки (rift pillow) Днепровского грабена. Эта высокоскоростная структура нижней коры протяженностью 230 км и мощностью до 18 км была выявлена вдоль международного профиля ГСЗ-КМПВ GEORIFT-2013 восточнее Брагинско-Лоевской седловины на территории Днепровского прогиба [32]. Название Западно-Днепровской рифтовой подушки было обосновано в работе [2]. Генезис рифтовых подушек обычно связывают с интенсивной переработкой земной коры вследствие внедрения мантийных расплавов. Здесь важно подчеркнуть, что ареал распространения позднедевонского магматизма на территории Днепровского прогиба хорошо совпадает с контурами распространения данной Западно-Днепровской рифтовой подушки.

Говоря о влиянии магматизма на тепловой поток Припятского прогиба важно учесть, что только сравнительно небольшая часть магмы была вынесена изверженными породами в осадочную толщу, например, Днепровского прогиба, тогда как ее большая оставшаяся часть внедрялась в кору в виде силлов, даек и мощного корового внедрения основных пород [37]. Аналогичная картина, судя по всему, должна наблюдаваться и для магматизма в консолидированной коре и платформенном чехле северо-восточной части Припятского прогиба. В свою очередь, это обстоятельство позволяет объяснить современный повышенный тепловой поток этой части прогиба: он связан как с кондуктивным выделением тепла вследствие остывания эфузивных пород чехла, так и с генерацией теплового потока в результате кондуктивного остывания консолидированной коры, насыщенной в своем объеме разными интрузивными телами позднедевонского рифтогенного магматизма. При прочих равных условиях (повышенный кондуктивный прогрев земной коры в полосе Припятского рифтогенеза) это привело к формированию именно в северо-восточной части прогиба максимального теплового потока не только на территории всего прогиба, но и на площади Северного структурного района, где его плотность закономерно возрастает с запада на восток, что хорошо видно на рис. 2 и 3. Здесь средняя температура пород чехла на глубине 3000 м закономерно увеличивается от значений 64 °С на площади его западного участка до значений 70 °С на территории его центральной части и достигает величины 75 °С на восточной площади данного района.

Вторая причина повышенного теплового потока и реконструированных максимальных палеотемператур в Северном структурном районе состоит в повышенной проницаемости для глубинного конвективного тепломассопереноса (в том числе мантийных углеводородсодержащих флюидов) сквозьлитосферной зоны детачмента Припятского прогиба. Важно сразу подчеркнуть, что плоскости падения субширотных листрических верхне-среднекоровых разломов этой зоны (Северо-Припятского L3, Червонослободско-Малодушинского L4 и Речицко-Вишанского L5) имеют такое же согласное южное, юго-западное падение, как и верхнемантийная часть сквозьлитосферного детачмента (рис. 6). В отличие от этих разломов плоскость Южно-Припятского листрического разлома и большинства разломов Южного структурного района имеют северное падение. Анализ карты плотности теплового потока Припятского прогиба [8] ясно показывает, что главная ось его аномалии ($60\text{--}80 \text{ мВт}/\text{м}^2$) направлена параллельно простианию Северо-Припятского,

Речицко-Вишанского и Червонослободско-Малодушинского листрических разломов, а площадь самой тепловой аномалии заключена между Северо-Припятским и Червонослободско-Малодушинским разломами, причем ареалы максимальных значений теплового потока главным образом сосредоточены на территории между Северо-Припятским и Речицко-Вишанским разломами. Этот факт свидетельствует о том, что в консолидированной коре детачмента Припятского прогиба как бы разветвляется в вертикальной плоскости, состоя главным образом из трех соподчиненных зон листрических разломов: Северо-Припятской, соседней с ней Речицко-Вишанской и более удаленной Червонослободско-Малодушинской.

По всей вероятности, в целом вся зона сквозьлитосферного детачмента Припятского палеорифта (особенно верхнемантийно-нижнекоровая) способствовала интенсивному конвективному тепломассопереносу глубинных мантийных углеводородсодержащих флюидов в верхнюю часть земной коры именно его Северного структурного района. Дело в том, что в работах [24; 25] показано, что с глубиной меняется характер миграции глубинных флюидов. Установлено, что в нижней, более пластичной части литосферы наиболее интенсивные потоки флюидов связаны с зонами высоких напряжений. Флюиды на этих глубинах представлены газами высокой плотности, и эти газы мигрируют по зонам высоких напряжений на субмолекулярном уровне по рассланцованным породам. По массоемкости этот процесс **на несколько порядков** превышает объемный перенос флюидов по обычным зонам трещиноватости и пористости в верхней хрупкой части земной коры. Здесь следует отметить, что наиболее полное понятие флюидов описано в вышеперечисленных работах Ф. А. Летникова [24; 25], которые основаны на большом количестве экспериментов по исследованию физических свойств мантийного вещества и динамических особенностей флюидов при высоких давлениях и температурах. В этих работах флюидом называется водно-газовая или газовая система, состоящая из ряда компонентов в соединении с петрогенными, рудными и иными элементами. Основными компонентами глубинных флюидов, кроме водорода (H), гелия (He) и углерода (C), являются их соединения и окислы: H₂, CO₂, CH₄, CO. В верхах мантии флюиды представляют собой газовые смеси, где вода (H₂O) тоже находится в парообразном состоянии, так как существование водных растворов возможно только в верхних горизонтах земной коры. Кроме того, было установлено, что в отличие от жидкого, практически несжимаемого флюида, газовые смеси могут быть сжаты до высоких

плотностей, сопоставимых с плотностью металлов. В результате в небольшом объеме газа может содержаться значительное количество тепловой энергии. Получается, что газовый флюид является универсальным теплоносителем, накапливая тепло и химическую энергию в недрах Земли и перенося ее к поверхности планеты.

Таким образом, сквозьлитосферный детачмент Припятского прогиба, который тектонофизически образовался в зоне развития максимальных напряжений в результате превышения прочности пород при горизонтальном растяжении литосфера вследствие подъема мантийного диапира, вероятно, представлял и в какой-то степени и сейчас представляет собой систему главнейших субширотных каналов интенсивной миграции мантийных углеводородсодержащих флюидов в верхние этажи земной коры. В свою очередь, это обстоятельство естественно привело к формированию повышенного теплового потока и нефтегазоносных залежей главным образом на территории Северного структурного района Припятского прогиба.

Логическим следствием результатов наших геодинамических построений в аспекте нефтеносности должна являться приуроченность подавляющего большинства нефтяных залежей и месторождений Припятского прогиба к субширотным зонам листрических разломов, плоскости падения которых погружаются согласно падению верхнемантийной зоны детачмента данного рифта. Такими характеристиками обладают зоны Северо-Припятского, Речицко-Вишанского и Червонослободско-Малодущинского листрических разломов. Именно в зонах этих разломов существовали наиболее благоприятные условия для переноса мантийных углеводородсодержащих флюидов из верхнемантийной зоны детачмента в пластичную нижнюю кору и далее в хрупкую среднюю и верхнюю консолидированную кору, а затем и в платформенный чехол рифта. Анализ карты нефтяных месторождений Припятского прогиба отчетливо показывает, что их расположение в плане выглядит как цепочки нефтяных ареалов, находящихся, как правило, над субширотными линиями этих листрических разломов: вблизи их **с** одной или с другой стороны, а иногда по обе стороны от данных линий. Особенно четко и выразительно эта картина наблюдается в полосе Речицко-Вишанского разлома. Сторонники современной органической теории происхождения нефти также согласны с тем, «что практически все выявленные в Припятском палеорифтовом бассейне залежи нефти тяготеют к зонам разломов» [3, с. 120]. С нашей точки зрения, поток мантийных углеводородсодержащих флюидов через мантийно-коровую

(сквозьлитосферную) зону детачмента Припятского рифта, безусловно, благоприятствовал концентрации углеводородов главным образом в полосах трех вышеперечисленных листрических разломов именно Северного структурного района (как в их консолидированном фундаменте, так и в осадочном чехле), поскольку здесь находились геодинамически предопределенные, проницаемые магистральные каналы глубинного тепломассопереноса. В этом контексте логически будет предполагать образование нефтяных залежей и в объемах кристаллического фундамента, обладающих достаточными емкостными свойствами пород-коллекторов и необходимыми для сохранности углеводородов флюидоупорами. Определенным подтверждением таких абиогенных представлений о нефтеобразовании является обнаружение промышленного притока нефти из нефтяной залежи в архейско-нижнепротерозийских породах (амфиболитах) кристаллического фундамента в скв. 285 Речицкой площади Припятского прогиба [28], а также других нефтепроявлений в породах фундамента данного палеорифта.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты изучения взаимосвязи нефтегазоносности Припятского прогиба с геодинамическими особенностями его развития сводятся к следующему.

1. Установлено, что подавляющее большинство месторождений нефти и газа сосредоточено в пределах Северного структурного района Припятского прогиба, причем нефть этого района характеризуется высоким качеством: низкой плотностью $0,84-0,81 \text{ г}/\text{cm}^3$ (достигая значений $0,71 \text{ г}/\text{cm}^3$), низкими смолистостью и сернистостью, высокой газонасыщенностью до $2000 \text{ м}^3/\text{m}^3$. Южный и Центральный структурные районы, наоборот, характеризуются незначительным количеством установленных залежей нефти и ее низким качеством: повышенной плотностью $0,9-0,93 \text{ г}/\text{cm}^3$, смолистостью (до 41 %), повышенной сернистостью (более 1 %) и невысокой газонасыщенностью (не более $15-20 \text{ м}^3/\text{m}^3$).

2. Существует тесная связь между геотермическими условиями, количеством нефтяных месторождений и качеством нефти. Тепловой поток Северного структурного района отличается более высокой плотностью $55-80 \text{ мВт}/\text{m}^2$ по сравнению с тепловым потоком Южного ($48-52 \text{ мВт}/\text{m}^2$) и Центрального районов ($50-60 \text{ мВт}/\text{m}^2$) Припятского прогиба. В целом его плотность увеличивается с юга на север, а в пределах Северного структурного района она увеличивается с его западного участка к центральному и становится максимальной на

площади восточного участка ($70\text{--}80 \text{ мВт}/\text{м}^2$). При этом температура пород платформенного чехла Припятского прогиба на глубине 3000 м в Южном структурном районе составляет 49°C , в Центральном — 57°C , а в Северном структурном районе она закономерно увеличивается от значений 64°C на площади его западной части до значений 70°C в его центральном ареале, достигая максимальной величины 75°C в его восточной части.

3. Коростенский plutон Украинского щита, представляющий собой гигантский массив магматизма AMCG (Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite) типа возрастом 1,80–1,74 млрд лет, оказал значительное влияние на формирование герцинского Припятского рифта. Строение данного plutона характеризуется постоянным увеличением его объема и площади с возрастанием глубины вплоть до поверхности Мохо: на профиле EUROBRIDGE-97 обнаженная на Украинском щите часть plutона составляет порядка 95–100 км, тогда как распространение его корней над поверхностью Мохо достигает длины примерно 280 км. Нижняя кора Коростенского plutона подстилает Припятский прогиб с юга примерно на 60 км, то есть захватывает площадь Южного структурного района. Геофизические данные свидетельствуют о ее существенно кислом составе, тогда как нижняя кора соседнего с севера блока характеризуется основным и ультраосновным составом и занимает территорию Центрального и Северного структурных районов. В процессе Припятского рифтогенного растяжения литосфера происходило утонение нижней консолидированной коры в результате ее пластического растяжения и одновременно утонение верхней и средней коры вследствие хрупкого растяжения по системе глубоких листрических сбросов.

4. Реологическая резистентность нижней Коростенской коры рифтогенному растяжению на территории современного Южного структурного района Припятского прогиба и, наоборот, реологическая пластичность нижней коры блока, расположившегося на площади современных Центрального и Северного структурных районов, привели в процессе рифтогенеза к образованию деформационной шейки вязкопластического растяжения в нижней коре (LCR – lower crustal reflectivity layer) данного палеорифта длиной около 90 км главным образом на территории Центрального и Северного структурных районов. Начало развития деформационной шейки растяжения на юге прогиба соответствует ее мощности равной 12 км и в плане совпадает с Шестовичско-Гостовским региональным разломом, отделяющим Южный структурный район от Центрального. Окончание шейки растяжения

соответствует в плане Северо-Припятскому суперрегиональному листрическому разлому. В результате такого асимметричного растяжения додевонской земной коры в Северном структурном районе Припятского прогиба сформировались 3 субширотных листрических разлома (сброса): Северо-Припятский, Речицко-Вишанский и Червонослободско-Малодущинский, тогда как на юге только один — Южно-Припятский листрический разлом.

5. Структура литосферы Припятского прогиба хорошо согласуется с моделью рифтообразования B. Wernicke (модель литосферного клина), объясняющей кинематику рифтогенеза моделью простого сдвига. Происходящее при такой деформации скашивание деформируемого объема горных пород в процессе подъема протяженного мантийного плюма (или астеносферы) по принципу пары сил требует его некоторого ограничения снизу, которое осуществляется посредством формирования сквозьлитосферного детachmentа (главного срыва) растяжения рифта. Данный механизм рифтогенеза предполагает приоритетное развитие одной из двух возможных систем сопряженных сбросов, что обуславливает асимметрию в поперечном разрезе рифта и широкое развитие систем наклонных блоков, которые мы и наблюдаем в Северном структурном районе Припятского прогиба.

6. Совместное использование преломленных и отраженных волн двух разных профилей ГСЗ позволило нам на обобщенном сейсмическом разрезе литосферы Припятского прогиба увидеть сквозьлитосферную зону его детachmentа, которая состоит из 4 сегментов: чехольного, верхне-среднекорового, нижнекорового и верхнемантийного. Первые 2 сегмента соответствуют на разрезе Северо-Припятскому краевому суперрегиональному листрическому разлому, продолжение которого в нижней коре (третий сегмент) размывается в современной зоне reflectivity, то есть интенсивных, но локальных отражений. Однако далее четвертый сегмент детachmentа отчетливо фиксируется в подкоровой области верхней мантии в виде пологонаклоненного рефлектора, пересекающего всю территорию Припятского прогиба.

7. Верхнемантийно-коровая (сквозьлитосферная) зона детachmentа Припятского прогиба благоприятствовала формированию повышенного теплового потока и образованию нефтяных залежей и месторождений в Северном структурном районе вследствие ее повышенной проницаемости для конвективного тепломассопереноса, в том числе и для мантийных углеводородсодержащих флюидов. Это связано с тем, что плоскости падения коровых субширотных листрических разломов этой зоны

палеорифта (Северо-Припятского, Речицко-Вишанского и Червонослободско-Малодушинского) имеют такое же согласное южное, юго-западное падение, как и верхнемантайная часть детачмента. В отличие от этих разломов плоскости Южно-Припятского листрического разлома и большинства разломов Южного, а также части Центрального структурных районов имеют несогласное с зоной детачмента северное падение.

8. Глубокий седиментационный, точнее, вулканогенно-седиментационный Припятско-Днепровский палеопролив (связующий сегмент) соединяет Днепровско-Донецкий и Припятский осадочные бассейны. Этот единый, непрерывный и глубокий, тектонически самый главный сегмент взаимосвязи Днепровско-Донецкого и Припятского осадочных бассейнов ограничен на севере, соответственно, Северо-Припятским и Северо-Днепровским суперрегиональными разломами, а на юге Речицко-Вишанским и Репкинским региональными разломами, то есть состоит из восточного замыкания Речицко-Шатилковской ступени Припятского прогиба и западной части Ловиньской ступени Днепровского прогиба. Глубина залегания поверхности фундамента в этом проливе колеблется от -2200 м до -5200 м, при этом припятская часть этого тектонического палеопролива примерно в два раза шире его днепровской части и существенно глубже.

9. Припятско-Днепровский тектонический седиментационный палеопролив был сформирован в период максимального рифтогенного растяжения литосферы, сопровождавшийся максимальным объемом гипабиссального магматизма в пределах Припятско-Днепровской области магматизма. Значительное по объему проявление магматизма именно в северо-восточной части Припятского прогиба связано с активными плюм-тектоническими процессами, обусловленными залеганием здесь, под Припятско-Днепровским тектоническим палеопроливом, головной части нижнекоровой Западно-Днепровской рифтовой подушки (*rift pillow*) Днепровского грабена. Генезис рифтовых подушек обычно связывают с интенсивной переработкой земной коры вследствие внедрения мантийных расплавов. Ареал распространения позднедевонского магматизма на территории Днепровского прогиба хорошо совпадает с контурами распространения данной Западно-Днепровской рифтовой подушки.

10. Повышенный тепловой поток в Северном структурном районе Припятского прогиба связан с двумя факторами. Во-первых, с повышенным тепломассопереносом в зоне сквозьлитосферного детачмента, коровый сегмент которого располагается именно в этом районе. Во-вторых, это результат мощного эфузивно-интрузивного позднедевонского рифтового магматизма, сгенерированного плюм-тектоническими процессами головной части Западно-Днепровской рифтовой подушки. Кондуктивное выделение тепла здесь происходит как вследствие остывания эфузивных пород чехла, так и в результате остывания консолидированной коры, насыщенной в своем объеме разными интрузивными телами позднедевонского магматизма. При прочих равных условиях (повышенный прогрев земной коры в полосе Припятского рифта) это привело к формированию именно в северо-восточной части прогиба максимальных геотермических градиентов и теплового потока.

11. Зона сквозьлитосферного детачмента Припятского палеорифта способствовала интенсивному конвективному тепломассопереносу глубинных мантийных углеводородсодержащих флюидов в верхнюю часть земной коры именно Северного структурного района. Дело в том, что с глубиной меняется характер миграции глубинных флюидов. Установлено, что в нижней, более пластичной части литосфера наилучше интенсивные потоки флюидов связаны с зонами высоких напряжений. Флюиды на этих глубинах представлены газами высокой плотности, и эти газы мигрируют по зонам высоких напряжений на субмолекулярном уровне по рассланцованным породам. По массоемкости этот процесс **на несколько порядков** превышает объемный перенос флюидов по обычным зонам трещиноватости и пористости в верхней, хрупкой части земной коры. Таким образом, детачмент Припятского прогиба, который тектонофизически образовался в зоне развития максимальных напряжений, вероятно, представлял и в какой-то степени и сейчас представляет собой систему субширотных каналов интенсивной миграции мантийных углеводородсодержащих флюидов в верхние этажи земной коры. В свою очередь, это обстоятельство привело к формированию повышенного теплового потока и нефтегазоносных залежей главным образом на территории Северного структурного района Припятского прогиба.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзберг, Р. Е. Многофазная модель позднепалеозойской геодинамики Припятского палеорифта. Статья 1. Геодинамические факторы проявления синрифтовых горизонтальных и вертикальных движений / Р. Е. Айзберг, Т. А. Старчик // Літасфера. – 2007. – № 2 (27). – С. 25–36.

2. Айзберг, Р. Е. Особенности глубинного строения и синрифтовой геодинамики Припятского и Днепровского сегментов земной коры / Р. Е. Айзберг, Я. Г. Грибик // Доклады Нац. акад. наук Беларуси. – 2018. – Т. 62, № 4. – С. 473–479.
3. Айзберг, Р. Е. Синрифтовая геодинамика Припятского прогиба / Р. Е. Айзберг, Т. А. Старчик. – Минск : Беларус. навука, 2013. – 146 с.
4. Бескопыльный, В. Н. Карта структурного районирования подсолевого комплекса Припятского прогиба для решения задач эффективного освоения ресурсов углеводородов / В. Н. Бескопыльный, Р. Е. Айзберг, Я. Г. Грибик. – Масштаб 1 : 200 000. – Минск : Белкартография, 2011. – 1 к.
5. Богомолов, Г. В. Радиоактивность подземных вод как поисковый критерий нефтегазоносности (на примере Припятского прогиба) / Г. В. Богомолов, Я. Г. Грибик. – Минск : Наука и техника, 1982. – 148 с.
6. Гарецкий, Р. Г. Геофизические поля и типы земной коры Беларусь / Р. Г. Гарецкий, Г. И. Карапаев, И. В. Данкевич // Геофизические поля и динамика тектоносферы Беларусь. – Минск : ИГН НАН Беларусь, 2002. – С. 4–16.
7. Гарецкий, Р. Г. Припятский прогиб / Р. Г. Гарецкий, В. С. Конищев, Р. Е. Айзберг // Геология Беларусь. – Минск : ИГН НАН Беларусь, 2001. – С. 519–551.
8. Геотермический атлас Беларусь / под общ. ред. В. И. Зуя ; М-во природных ресурсов и охраны окружающей среды Респ. Беларусь, Республиканское унитарное предприятие «Научно-производственный центр по геологии», Ин-т геологии. – Минск : Нац. библиотека Беларусь, 2018. – 89 с.
9. Гирин, Р. Э. Тектоника и геодинамика зоны сочленения Припятского и Днепровского прогибов / Р. Э. Гирин, Р. Г. Гарецкий, Я. Г. Грибик // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы – 2025 : материалы LVI Тектонического совещания. – М. : ГЕОС, 2025. – С. 117–121. DOI: 10.34756 /GEOS.2025.17.39149.
10. Гирин, Р. Э. Тектоно-геодинамический анализ мощности земной коры запада Восточно-Европейской платформы / Р. Э. Гирин ; Нац. акад. наук Беларусь, Ин-т природопользования. – Минск : Беларус. навука, 2022. – 110 с.
11. Гирин, Р. Э. Характер нефтегазоносности Припятского палеорифтового бассейна в свете геодинамических особенностей его формирования / Р. Э. Гирин, Р. Г. Гарецкий, Я. Г. Грибик // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. – 2024 : материалы LV Тектонического совещания. – М. : ГЕОС, 2024. – Т. 1. – С. 102–106. DOI: 10.1016/S0040-1951(03)00200-2.
12. Грибик, Я. Г. Геологическая роль поискового метода «дикая кошка» в изучении углеводородного потенциала Припятского прогиба / Я. Г. Грибик // Природопользование. – 2021. – № 1. – С. 148–168.
13. Грибик, Я. Г. Гидрогеохимические критерии нефтеносности и типизация закономерных вод нефтяных месторождений / Я. Г. Грибик, П. Г. Альтшулер // Проблемы освоения ресурсов нефти и газа в Беларусь и пути их решения. – Гомель : РУП «ПО “Белоруснефть”», 2003. – С. 133–146.
14. Грибик, Я. Г. Особенности теплового потока Припятского прогиба / Я. Г. Грибик, В. И. Зуй // Современные проблемы геологии : университетские геол. чтения, посвящ. 60-летию открытия Старобинского месторождения калийных солей, Минск, 3–4 апр. 2009 г. – Минск : БГУ, 2009. – С. 86–91.
15. Грибик, Я. Г. Связь месторождений нефти с глубинными разломами / Я. Г. Грибик // Доклады НАН Беларусь, 2005. – Т. 48, № 5. – С. 86–91.
16. Грибик, Я. Типи земної кори і особливості мінерагенії південно-східної частини Білорусі / Я. Грибик, Р. Гирин // Геофізіка і геодінаміка: прогнозування та моніторинг геологічного середовища : матеріали міжнарод. конференції. – Львів : Растр-7, 2021. – С. 69–72.
17. Егорова, Т. П. Припятский прогиб как возможный канал мантийной дегазации: глубинное строение и положение в зоне сочленения Сарматии и Фенноскандии / Т. П. Егорова, А. В. Муровская // Геофизический журнал. – 2020. – Т. 42, № 5. – С. 107–128.
18. Зуй, В. И. Тепловое поле платформенного чехла Беларусь / В. И. Зуй. – Минск : Экономпресс, 2013. – 256 с.
19. Карапаев, Г. И. Геолого-математический анализ комплекса геофизических полей / Г. И. Карапаев, И. К. Пашкевич. – Киев, 1986. – 168 с.
20. Кононов, А. И. К вопросу о факторах миграции и аккумуляции / А. И. Кононов, В. Г. Дробышева // Вопросы нефтяной геологии Белоруссии. – Минск : БелНИГРИ, 1975. – С. 208–223.
21. Кононов, А. И. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти в Припятском прогибе / А. И. Кононов. – М. : Недра, 1976. – 149 с.
22. Лапуть, В. А. Геохимия нефтеносных отложений Белоруссии / В. А. Лапуть. – Минск : Наука и техника, 1983. – 214 с.

23. **Латерально-временной** ряд породных комплексов позднефранско-раннефаменской Припятско-Днепровской области магматизма / О. Ф. Кузьменкова [и др.] // Літасфера. – 2020. – № 1 (52). – С. 3–20.
24. **Летников, Ф. А.** Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования / Ф. А. Летников // Смирновский сборник – 99 (научно-литературный альманах). – М., 1999. – С. 63–98.
25. **Летников, Ф. А.** Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза / Ф. А. Летников // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 12. – С. 1296–1307.
26. **Никуленко, Е. Ф.** Геохимические закономерности в изменении свойств и состава нефтий Припятского прогиба как основа для прогнозирования их типов и качества : автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / Е. Ф. Никуленко. – Л., 1978. – 25 с.
27. **Познякевич, З. Л.** Геохимия органического вещества пород и нефтий / З. Л. Познякевич // Геология и нефтегазоносность запада Восточно-Европейской платформы. – Минск : Беларус. наука, 1997. – С. 310–389.
28. **Промышленный** приток нефти из пород кристаллического фундамента Припятского прогиба / Я. Г. Грибик [и др.] // Літасфера. – 2022. – № 2 (57). – С. 131–137.
29. **Тектоника** нефтеносных комплексов Припятского палеорифта и ее связь с глубинным строением земной коры / Р. Е. Айзберг [и др.] // Советская геология. – 1988. – № 12. – С. 3–14.
30. **Толстошев, В. И.** О строении поверхности кристаллического фундамента Брагинско-Лоевской перемычки и сопредельных территорий / В. И. Толстошев, С. А. Кручек, П. О. Сахарук // Літасфера. – 2021. – № 1 (54). – С. 3–22.
31. **Juhlin, C.** Reappraisal of deep seismic reflection Profile VIII across the Pripyat Trough / C. Juhlin, R. A. Stephenson, S. Klushin // Tectonophysics. – 1996. – Vol. 268. – P. 99–108.
32. **Lithoseric** structure along wide-angleseismic profile GEORIFT-2013 in Pripyat-Dnieper-Donets Basin (Belarus and Ukraine) / V. Starostenko [et al.] // Geophysical Journal International. – 2018. – P. 1–31. DOI: 10.1093/gji/ggx509.
33. **Mengel, K.** Evolution of the petrological and seismic Moho – implications for the continental crust-mantle boundary / K. Mengel, H. Kern // Terra Nova. – 1992. – Vol. 4. – P. 109–116.
34. **The 1.80–1.74-Ga** gabbro-anorthosite-rapakivi Korosten Pluton in the Ukrainian Shield: a 3-D geophysical reconstruction of deep structure / S. V. Bogdanova [et al.] // Tectonophysics. – 2004. – Vol. 381. – P. 5–27.
35. **Upper** lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and the Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE 97 profile / H. Thybo [et al.] // Tectonophysics. – 2003. – Vol. 371. – P. 41–79.
36. **Wernicke, B.** Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere / B. Wernicke // Can. J. Earth. Sci. – 1985. – Vol. 22, № 1. – P. 108–125.
37. **Wilson, M.** Magmatism and the geodynamics of sedimentary basin formation / M. Wilson // Sedimentary Geology. – 1993. – Vol. 86. – P. 5–29.

Артыкул настуپіў у рэдакцыю 24.09.2025

Рэцензент У.І. Зуй

ПРА МАГЧЫМУЮ ЎЗАЕМАСУВЯЗЬ НАФТАГАЗАНОСНАСЦІ І ГЕАДЫНАМІЧНЫХ УМОЎ ФАРМІРАВАННЯ ПРЫПЯЦКАГА ПРАГІНУ

Р. Э. Гірын, Я. Г. Грыбік

Інстытут прыродакарыстання Нацыянальнай акадэміі навук Беларусі
вул. Ф. Скарыны, 10, 220076, Мінск, Беларусь
E-mail: girinrobert@gmail.com; yaroslavgribik@tut.by

Даследавана ўзаємасувязь паміж цеплавым струменем, колькасію і якасцю нафты Прывяцкага прагіну і геадынамікі яго развіцця. Вызначана, што пераважная колькасць залежаў нафты і яе высокая якасць прымеркаваны да Паўночнага структурнага раёна, у межах якога фіксуецца максімальны цеплавы струмень на плошчы Прывяцкага палеарыфта. Паказана, што высокі цеплавы паток гэтага раёна абумоўлены, па-першае, павышаным канвектыўным цепламасапраносам у размешчаным тут коравым сегменте дэтачменту (галоўнага зрыву) Прывяцкага прагіну. Па-другое, кандуктыўным астуджэннем эфузійных

парод чахла і кансалідаванай кары, якая змяишае вялікі аб'ём інтрузійных цел познедэвонскага магматызму. Значнае праяўленне магматызму ў паўночна-ўсходняй частцы прагіну была абумоўлена актыўнымі плюм-тэктанічнымі працэсамі, згенерыраванымі галаўной часткай Захадне-Дняпроўскай рыфтовай падушкі Дняпроўскага грабена ў перыяд максімальнага расцяжэння літасфери. Тэктанічна гэта прывяло да ўтварэння тут глыбокага Прывіцка-Дняпроўскага седыментацыйнага палеапраліва. Прывіцкі рыфтагенез развіваўся дзякуючы пластычнаму расцяжэнню ніжніх кары з адначасовым патаненнем яго верхніх і сярэдніх кары з прычыны крохкага расцяжэння. Моцная рэзістэнтнасць да расцяжэння ніжніх, кіслай кары Карасцянскага плутона, падсцілаючай Паўднёвы структурны раён, і павышаная пластычннасць асноўнай-ультраасноўнай ніжніх кары Цэнтральнага і Паўночнага структурных раёнаў абудзіла асіметрычнае развіццё Прывіцкага рыфта з фарміраваннем шырокіх расцяжэнняў, сістэмы лістрычных скідаў і скразьлітасфернага дэтачменту. Верхнемантыйны сегмент зоны дэтачменту і яе разгалінавання ў кары Паўночнага структурнага раёна ў форме лістрычных разломаў служылі найгaloунешымі каналамі інтэнсіўнага цепламасапраносу і міграцыі мантыйных вуглевадародзмязичальных флюідаў у асадкавы чахол Прывіцкага прагіну, спрыяючы фарміраванню тут высокага цеплавога струменя і нафтавых залежаў.

Ключавыя слова: Прывіцкі прагін, нафтансасць, цеплавы струмень, якасць нафты, Карасцянскі плутон, геадынаміка рыфтагенезу, шырока расцяжэння, лістрычныя разломы, дэтачмент, мантыйныя вуглевадародзмязичальныя флюіды.

ON THE POSSIBLE RELATIONSHIP OF THE OIL AND GAS BEARING AND THE GEODYNAMIC CONDITIONS OF FORMATION OF THE PRIPYAT TROUGH

R. Girin, Ya. Gribik

Institute of Nature Management of the National Academy of Sciences of Belarus
10 F. Skaryna St, 220076, Minsk, Belarus
E-mail: girinrobert@gmail.com; yaroslavgribik@tut.by

The relationship between the heat flow, the quantity and quality of oil in the Pripyat Trough and the geodynamics of its development is investigated. It has been established that the overwhelming amount of oil deposits and its high quality are confined to the Northern Structural District, within which the maximum heat flow is recorded in the area of the Pripyat paleorift. It is shown that the high heat flow in this area is caused, firstly, by increased convective heat and mass transfer in the crustal segment of the detachment (main extension fault) of the Pripyat Trough located here. Secondly, by conductive cooling of the effusive rocks of the cover and consolidated crust, containing a large volume of intrusive bodies of Late Devonian magmatism. A significant manifestation of magmatism in the northeastern part of the trough was due to active plume-tectonic processes generated by the head part of the West Dnieper rift pillow of the Dnieper graben during the period of maximum stretching of the lithosphere. Tectonically, this led to the formation of a deep Pripyat-Dnieper sedimentary paleostrait here. Pripyat riftogenesis developed due to plastic stretching of the lower crust with simultaneous thinning of its upper and middle crust as a result of brittle stretching. The strong resistance to stretching of the lower acid crust of the Korosten pluton, which underlies the Southern structural region, and the increased plasticity of the basic-ultrabasic lower crust of the Central and Northern structural regions caused the asymmetric development of the Pripyat rift with the formation of a tension neck, a listric fault system, and a translithospheric detachment. The upper mantle segment of the detachment zone and its branches in the crust of the Northern structural region in the form of listric faults served as the main channels of intensive heat and mass transfer and migration of mantle hydrocarbon-containing fluids into the sedimentary cover, favoring the formation of high heat flow and oil deposits here.

Keywords: Pripyat Trough, oil-bearing capabilities, heat flow, oil quality, Korosten Pluton, rifting geodynamics, extension neck, listric faults, detachment, mantle hydrocarbon-containing fluids.