

УДК 556.33.62.(477.75)

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РАВНИННОГО КРЫМА

(на примере района бухты Очеретай)

*А. В. Луцкич, В. И. Морозов, В. П. Павкин, Ю. Г. Юровский*

В многих ранее опубликованных работах рассматривались вопросы формирования подземных вод в Равнинном Крыму [3, 7, 8, 10, 13 и др.]. Полученные новые данные о субмаринной разгрузке газов и подземных вод глубоких горизонтов позволяют дать объяснение существующей аномальной гидрохимической обстановке, которая наблюдается в пределах первого от поверхности грунтового водоносного горизонта карбонатных отложений неогена, и по-новому представить механизм связи между водоносными горизонтами нижних и верхних структурных этажей.

Верхний структурный этаж представляют закарстованные известняки сармата, а на отдельных участках — сармата и меотиса. Глубина и интенсивность прокарстованности этих отложений определяются не только структурно-тектоническими условиями, но и гляцио-эвстатическими колебаниями уровня Черного моря [14].

Анализ структурно-тектонических условий позволил установить связь между направлением трещиноватости всех ослабленных зон верхней части осадочного чехла и направлениями основных глубинных дизъюнктивных дислокаций верхнепалеозойско-мезозойского заложения, активизированных на неотектоническом этапе. На длительную активность глубинных дислокаций в этом районе указывается во многих работах [2, 11].

Активизация глубинных разрывных нарушений обуславливает развитие трещиноватости карстовых процессов в отложениях неогена, а зоны этих нарушений могут служить «каналами» для миграции газов и флюидов из глубоких горизонтов в верхние этажи [6, 9, 13]. Такая связь между структурными этапами подтверждена новыми данными, полученными при изучении подводного склона в районе бухты Очеретай.

В центральной части бухты Очеретай и на ее периферии на значительных участках дна встречаются обнажения известняков, местами сильно эродированных (см. рисунок). На расстоянии 100—140 м от берега появляются песчаные и песчано-глинистые разновидности с небольшим содержанием детрита. По осевой линии заложения бухты, на глубине 6,5—7 м, обнаружена карстовая воронка (см. рисунок). Край ее обозначены валунами карбонатных пород и уступами известняков. Сама воронка на глубину более 1,5 м заполнена рыхлыми известняками неуплотненных илов с большим количеством органики, в основном представленной остатками водорослей.

В процессе подводного профилирования было установлено, что на значительной части дна бухты постоянно происходит спонтанное выделение газа. Наиболее активно он выделяется в северной части воронки, где в штилевую погоду видна сплошная завеса поднимающихся пузырьков. Наблюдения показали, что точечные выходы газа функционируют преимущественно в интермиттирующем режиме. В пределах кар-

стовой воронки также установлены периодические массовые выбросы газа, сопровождающиеся подъемами к поверхности моря большого количества ила, отмерших водорослей и сильным запахом сероводорода, который ощущается на расстоянии до 100 м. Однако в пробах газа, отобранных из точечных выходов, сероводород не обнаружен. Это можно объяснить высокой растворимостью сероводорода в воде и тем, что он

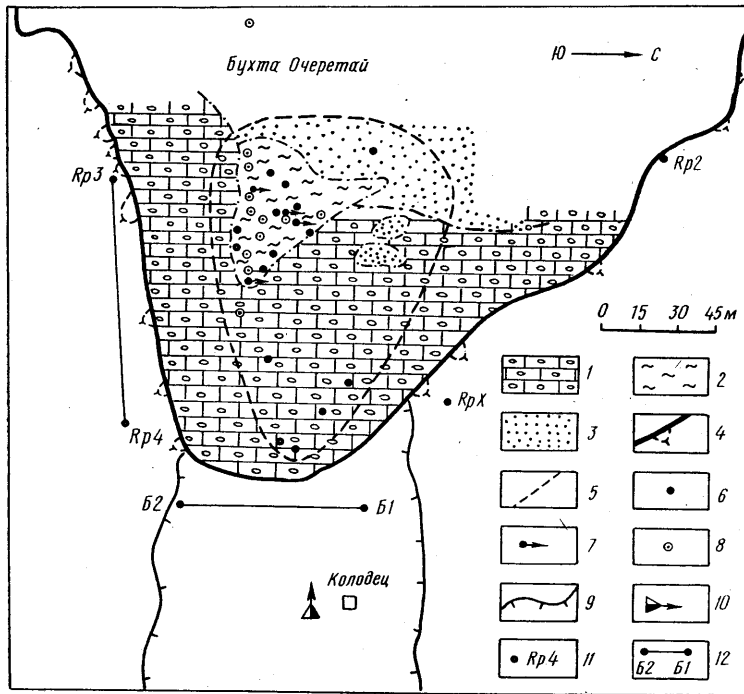


Схема субмаринных выходов газа, опробования и литологии дна в бухте Очеретай на западном побережье Крыма

1 — выходы известняков сармата на дне; 2 — илстые отложения карстовой воронки; 3 — песчаные отложения на дне бухты; 4 — граница берега с контурами ниш и гротов; 5 — границы площади субмаринных выходов газа; 6 — места постоянных выходов газа; 7 — места периодических массовых выбросов газа; 8 — точки гидрохимического опробования; 9 — границы дна бухты Очеретай; 10 — направление движения пресных подземных вод сарматских отложений; 11 — наземные реперы; 12 — базисные линии

образуется преимущественно в пределах воронки, в результате физико-химических процессов, происходящих на границе окислительно-восстановительного барьера, и выделяется в основном во время выбросов. В пробах воды, отобранных на расстояниях до 0,5 м над дном воронки, при отсутствии выбросов сероводород не обнаружен или его содержание не превышает 1,18 мг/л.

Анализ проб спонтанного газа, отобранных из точечных выходов, показал высокое содержание в них метана и наличие значительного количества тяжелых углеводородов (табл. 1).

#### 1. Компонентный состав газа в субмаринных выходах и водоносных горизонтах меловых

Место отбора проб	Дата опробования	Плотность газа, г/см <sup>3</sup>	Содержание		
			пределных углеводородов	метана	этана
Бухта Очеретай	14.08.81	0,6729	91,18	84,63	6,5
»	25.05.82	0,7369	77,54	76,10	0,81
»	11.09.82	0,8583	69,65	68,15	0,21
»	12.09.82	0,6648	88,62	87,79	0,11
Водоносный горизонт [13]					
нижнемеловой	—	—	—	18,00—67,30	—
верхнемеловой	—	—	—	22,0—95,0	—
дат-палеоценовый	—	—	—	90,0	—

В бухте Очеретай происходит разгрузка газов из верхнемеловых и частично дат-палеоценовых отложений. Это явление установлено путем сопоставления содержания различных составляющих газов в пробах, отобранных на дне бухты и из скважин (см. табл. 1), вскрывающих ниже- и верхнемеловые, дат-палеоценовые водоносные горизонты [13]. В западном Крыму (Оленевская, Голицынская и другие структуры) к отложениям верхнего мела, дата—палеоцена также приурочены основные залежи жидких и газообразных углеводородов [2].

Не исключена возможность поступления газов в бухту Очеретай и из продуктивных толщ, хотя наличие мощных толщ майкопских глин рассматривается многими исследователями как надежный экран, отделяющий горизонты нижнего этажа (до неогеновых отложений) от верхнего [2, 3, 13].

Однако, как свидетельствуют результаты проведенных исследований, в зонах тектонических нарушений возможны выходы газов глубоких горизонтов. Аналогичные явления могут происходить и в пределах суши, т. е. углеводороды из глубоких горизонтов поступают в неогеновые водоносные отложения в местах разломов и отсутствия надежных водоупоров (распространения песчаных прослоев в глинах и др.).

В бухте Очеретай не было установлено сосредоточенной разгрузки подземных вод верхнего структурного этажа (т. е. из сарматских отложений), хотя на возможность разгрузки вод этих осадков указывают общие гидрогеологические условия. В колодце, расположенном в 50 м от уреза моря (см. рисунок), находится вода с минерализацией (по сухому остатку) до 1,02 г/л, а уровень ее в меженный период достигает 0,1 м выше уровня моря. В пределах бухты могут быть рассредоточенные выходы этой воды, которые применяемыми методами не обнаружены. В карстовой воронке, помимо выходов газов, возможна субмаринная разгрузка минерализованных вод глубоких горизонтов, о чем свидетельствуют результаты проведенных гео- и гидрохимических исследований воды и донных отложений.

Признаки разгрузки минерализованных (до 35,7 г/л) хлоридных кальциевых, натриевых вод меловых, дат-палеоценовых отложений [13] отражаются целым рядом физико-химических показателей, установленных в меженный период. Минерализация воды (по сухому остатку) в придонном слое в воронке на 0,1—0,2 г/л повсеместно выше, чем на поверхности моря и в ее пределах. Для фоновых проб, отобранных на выходе из бухты, минерализация воды ниже на 1,04—1,31 г/л. Сравнение результатов спектрального анализа проб грунта, отобранных в пределах воронки и за ее контуром, показало, что содержание ряда элементов, в том числе меди, свинца, никеля, титана, цинка, ванадия, бора и других в два и более раза выше в пределах воронки, чем вне ее (табл. 2).

Образование такого рода геохимической аномалии обычно связывают с осаждением химических компонентов при разгрузке подземных вод на окислительно-восстановительном барьере [5, 12]. Гидрохимическая обстановка в бухте, наблюдаемая в течение года, подтвердила это

отложений

жане, %

пропана	изобутана	П-бутана	изопентана	П-пентана	суммы тяжелых углеводородов	азота	двуокиси углерода
Сл.	—	—	—	—	6,55	—	8,82
0,11	0,06	0,18	0,19	9,09	1,44	9,03	13,4
0,47	0,09	0,46	0,14	0,13	1,50	1,99	28,36
0,20	0,05	0,29	0,07	0,11	0,83	2,16	9,22
—	—	—	—	—	1,16—2,72	20,0—73,0	2,9—21,0
—	—	—	—	—	0,5—23,0	4,0—55,0	0,2—25,0
—	—	—	—	—	4,0—12,0	1,6—12,3	—

## 2. Содержание отдельных элементов (%) в донных пробах бухты Очеретай

Проба	Cu, $\mu\cdot 10^{-3}$	Pb, $\mu\cdot 10^{-4}$	Co, $\mu\cdot 10^{-4}$	Ni, $\mu\cdot 10^{-4}$	Zn, $\mu\cdot 10^{-3}$
№ 1 (фоновая)	0,5	5	—	6,3	—
№ 2 (в воронке)	1,2	10	5	15	1,2

## 3. Содержание карбонатов в морской воде в пределах карстовой воронки

Место отбора проб	Содержание компонентов, мг/л			
	$\text{CO}_3^{2-}$	$\text{HCO}_3^-$	$\text{Ca}^{2+}$	pH
Поверхность моря	12—18	183—195	238	8,28—8,46
Дно	276—396	256—497	255—257	6,57—7,43

положение. В слабоуплотненных осадках с большим количеством органики в присутствии метана и сульфатов происходят настолько активные процессы сульфатредукции, что придонный слой воды (мощностью до 0,5 м) становится аномальным по химсоставу. Содержание сероводорода в иловых водах достигает 120 мг/л, величина pH изменяется в пределах 6,57—7,43. В этих условиях меняется карбонатное равновесие в морской воде. Для иллюстрации процесса может служить табл. 3, составленная по результатам обработки 27 проб, отобранных в интервале глубины до 7 м.

Во время газовых выбросов поднятые со дна воронки массы ила и воды изменяют гидрохимическую обстановку во всей толще воды над воронкой. О происходящих изменениях можно судить по результатам анализов проб воды, отобранных во время выброса, и фоновых проб (табл. 4).

В пределах субмаринного выхода газов и подземных вод происходят сложные физико-химические процессы, которые в присутствии большого количества органических веществ приводят к образованию значительного количества сероводорода в результате восстановления сульфатов десульфлирующими бактериями (о чем свидетельствует уменьшение их содержания в придонном слое воды) и окисления выделяющихся из глубоких горизонтов углеводородов, а также органики аэробными бактериями [4—6]. В глубоких горизонтах меловых, палеогеновых водоносных отложений содержание сероводорода не превышает 10 мг/л. Таким образом, практически исключается возможность его накопления за счет поступления из этих горизонтов [3, 13].

В илах и иловых водах придонного слоя происходит также накопление йода. Этот процесс может протекать двояко. Согласно существующим представлениям [12], содержание йода в морских водах в среднем не превышает 0,05 мг/л, а в водах глубоких горизонтов он может достигать десятков и даже сотен миллиграммов на литр. По данным, приведенным в ранее опубликованных работах [3, 13], содержание йода, брома и бора в водах меловых и палеогеновых горизонтов достигает

## 4. Химический состав вод в районе бухты Очеретай

№ п/п	Место отбора проб	Компонентный			
		$\text{CO}_3^{2-}$	$\text{HCO}_4^-$	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$
1	Поверхность (фоновая)	18,0	183,0	9971,4	1417,2
2	Выброс I	120,0	610,0	10152,9	1371,1
3	Выброс IV	180,0	658,8	10003,3	1614,2
4	Воронка (дно)	396,0	2318,0	10226,7	987,6

Mo, $n \cdot 10^{-5}$	Ti, $n \cdot 10^{-2}$	Mg, $n \cdot 10^{-1}$	Zr, $n \cdot 10^{-3}$	B, $n \cdot 10^{-3}$	V, $n \cdot 10^{-4}$	S, $n \cdot 10^{-4}$
— 6,3	1,5 8	15 40	4 6,3	0,8 4	2,5 8	— 1

соответственно 68,46; 118,79 и 665 мг/л. Отсюда следует, что возможно поступление йода из глубинных горизонтов и накопление его путем сорбции в илах и иловых водах. Вторым источником йода здесь являются «доноры» — морские органические отложения.

По данным, приведенным в работе В. М. Швеца, Е. Л. Быкова и др. [12], содержание йода в донных илах морей на два порядка выше, чем в подземных водах закрытых структур и на три порядка выше, чем в морской воде. Причем содержание йода в илах повышается с увеличением содержания органических углеводородов от  $2,4 \cdot 10^{-4} \%$  (при  $C_{орг} = 0,36-0,4 \%$ ) до  $1,0 \cdot 10^{-2} \%$  (при  $C_{орг} = 3,25 \%$ ) [12].

Таким образом, большое содержание (до 180 мг/л) в иловых водах придонного слоя и повышенное количество йода во всей толще воды при выбросах (см. табл. 4) в пределах карстовой воронки на дне бухты Очеретай можно объяснить комплексным процессом его образования и благоприятными условиями для накопления. Приведенные выше примеры изменения гидрохимической обстановки в пределах обладающей устойчивыми физико-химическими условиями шельфовой зоны свидетельствуют о большой активности разгружающихся газов и подземных вод глубоких горизонтов.

Наличие такой разгрузки в пределах всех зон разломов, активных на неотектоническом этапе развития, может приводить к значительным изменениям гидрохимических условий в водоносных горизонтах зоны активного водообмена. Вероятнее всего, только влиянием газов и подземных вод глубоких горизонтов можно объяснить наличие сероводорода в водоносных горизонтах карбонатных отложений мейотиса и сармата (первых от поверхности), приуроченных большей частью к хорошо дренированным структурам Тарханкутского и других поднятий западного Крыма, являющихся областью питания [3, 7, 8] для водоносных горизонтов в этих отложениях на погружении (Северо-Сивашская, Альминская и другие структуры).

В этом районе в первых от поверхности водоносных горизонтах сформировались преимущественно сульфатно-хлоридные натриевые, натриево-магниевые воды с минерализацией более 1,5 г/л. В нижних слоях обводненной зоны большей частью содержится сероводород (до 10 мг/л), а количество сульфат-ионов уменьшается в 1,2—1,4 раза.

Пресные гидрокарбонатные кальциевые, гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые или магниевые воды с минерализацией до 1 г/л и повышенным содержанием сульфат-иона (до 200 мг/л) сформировались на локальных участках долин крупных балок или водораздельных пространствах [7, 8], где наблюдаются сильно закарстованные известняки неогена, перекрытые хорошо промытыми и маломощными (преимущественно до 2,5 м) четвертичными отложениями.

состав, мг/л

Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup>	Минерализация	pH	I	Br
219,4	677,4	5695,9	18182,3	8,24	Сл.	31,7
284,8	673,7	5963,0	19139,5	8,46	4,8	32,1
324,2	685,5	5981,4	19452,4	8,40	9,0	39,8
324,2	703,3	6581,2	21537,0	7,43	11,0	46,7

Формирование аномального состава подземных вод в пределах области питания неогеновых горизонтов происходит по нижеприведенной схеме. Воды, поступающие путем инфильтрации, проходя верхнюю часть зоны аэрации, представленную четвертичными суглинками, содержащими гипс и другие легкорастворимые соли сульфатного типа (от 0,8 до 2,0 %) и сульфат-хлоридного (до 0,8 %), обогащаются сульфат-ионом, хлоридами, натрием [7, 8, 10].

Поэтому в верхних слоях грунтовых вод содержание сульфат-иона достигает 650 мг/л и более, а количество хлоридов обычно превышает 150 мг/л. В нижних слоях обводненных карбонатных отложений происходит смешение газов и вод глубоких горизонтов с водами, поступающими путем инфильтрации, что приводит к образованию сероводорода, уменьшению количества сульфат-ионов (до 350—450 мг/л), увеличению содержания ионов хлора, натрия и гидрокарбонатов (до 1,3 раза), а pH устанавливается в пределах 6,5—7,2. В ряде работ [4, 6] отмечается, что накопление сероводорода и его образование в гидродинамически раскрытых структурах на контактах восстановительной и окислительной обстановок наиболее интенсивно осуществляется в карбонатных отложениях. При гипергенных процессах одновременно происходит и окисление сероводорода, поэтому в больших количествах он не аккумулируется [4, 5].

В водах неогена описываемого района содержание сероводорода обычно находится в пределах 5—7 мг/л [3, 7, 13]. Здесь происходит восстановление сульфатов десульфлирующими бактериями, окисление поступающих углеводов аэробными бактериями и образование сероводорода, а также частичное окисление последнего, что и не позволяет ему накапливаться в больших количествах.

Иод в водах неогеновых отложений в этой части Равнинного Крыма не обнаружен, что, вероятно, обусловлено высокой сорбционной способностью мощных толщ глинистых отложений майкопа, палеоцена, при прохождении которых он поглощается, а также отсутствием физико-химических условий для его образования в этой зоне.

В среднемиоценовых отложениях западного Крыма формируются воды от гидрокарбонатных натриевых, гидрокарбонатно-хлоридных натриево-кальциевых с минерализацией менее 1,5 г/л до хлоридных натриевых с минерализацией более 1,5 г/л, содержащих сероводорода до 10 мг/л и незначительное (преимущественно до 50 мг/л) количество сульфат-иона. Наличие сероводорода можно объяснить также процессом восстановления сульфат-ионов, окисления углеводов и органики.

Таким образом, в западной части Равнинного Крыма водоносные горизонты нижних структурных этажей в районах активных тектонических нарушений оказывают существенное влияние на формирование вод верхних структурных этажей и зоны активного водообмена. Однако проникновение газов углеводов происходит не только в пределах участков активных нарушений, но и в районах наличия в слабоводопроницаемых отложениях майкопа прослоев песков, глин и других проницаемых пород [9]. Этим можно объяснить присутствие сероводорода в водах неогена на значительных площадях Равнинного Крыма.

Территория Равнинного Крыма относится к Крымской сейсмической области с возможной сотрясаемостью до 5 баллов, поэтому установление активной связи глубоких горизонтов с вышележащими в зонах тектонических нарушений является важным фактором для выбора объектов наблюдений за газовыми и гидрохимическими параметрами, которые могут служить в качестве предвестников землетрясений. Необходимую информацию об изменении напряженного состояния массивов горных пород перед подготовкой землетрясений можно получать в верхней зоне обводненной осадочной толщ.

В западной части Равнинного Крыма наиболее информативным может быть водоносный горизонт среднего миоцена, на который практически исключено активное влияние экзогенных факторов (он перекрыт региональным водоупором), а закономерности длительных и периоди-

ческих воздействий этих факторов устанавливаются при режимных наблюдениях. Кроме того, незначительно также и влияние на него техногенной деятельности человека, которая проявляется только в районах отдельных водозаборов, а региональные изменения гидродинамической обстановки имеют квазистационарный характер.

## SUMMARY

Lithological structure as well as tectonic and hydrogeological conditions in the western Crimea and in the shelf zone are considered. Submarine discharge of gases and underground waters of deep levels in the Ocheretai bay is studied. Results of these studies are presented.

1. Брусиловский С. А. О возможности оценки субмаринного стока по его геохимическим проявлениям.— Комплексные исследования Каспийского моря, 1971, вып. 1, с. 68—74.
2. Бобылев В. В., Железняк В. Е., Шиманов Ю. В. и др. Геология и нефтегазоносность шельфа Черного и Азовского морей.— М.: Недра, 1979.—184 с.
3. *Гидрогеология СССР*. Т. 8. Крым.— М.: Недра, 1971.—364 с.
4. Иванов А. К. Сероводород в природных газах.— Геол. журн., 1982, т. 42, № 5, с. 65—72.
5. Козлов А. Л. Проблемы геохимии природных газов.— М.: Гостоптехиздат, 1950.—168 с.
6. Крайча Я. Газы в подземных водах. Пер. с чеш.— М.: Недра, 1980.—343 с.
7. Лущик А. В., Бурдунова Н. С., Улитина А. А. Влияние искусственных факторов на изменение гидрогеологических условий в пределах Тарханкутского плато.— Геол. журн., 1977, т. 37, № 1, с. 126—132.
8. Лущик А. В., Морозов В. И., Мелешин В. П. и др. Подземные воды карстовых платформенных областей юга Украины.— Киев: Наук. думка, 1981.—200 с.
9. Попов В. Г., Егоров Н. Н., Леонов В. Ф. и др. Миграция гелия в подземной гидросфере.— Уфа, 1982.—46 с. (Ротапринт / Башкир. фил. АН СССР. Ин-т геологии; зак. № 184).
10. Улитина А. А. Роль солевого профиля почво-грунтов в изменении химического состава подземных вод на орошаемых площадях Равнинного Крыма.— В кн.: Формирование подземных вод как основа гидрогеологических прогнозов: Материалы I Всесоюз. гидрогеол. конф. (Август 1982 г., Москва). М.: Наука, 1982, т. 1, с. 411—413.
11. Чекунов А. В., Веселов А. А., Гилькман А. И. Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба.— Киев: Наук. думка, 1976.—162 с.
12. Швец В. М., Быкова Е. Л., Шилова И. К., Воробьева И. Н. Роль органических веществ подземных вод в миграции и концентрации йода, брома и бора (на примере Азово-Кубанского артезианского бассейна).— В кн.: Органические вещества подземных вод и их значение в миграции и концентрации химических элементов. М., 1970, с. 13—96. (Тр. ВСЕГИНГЕО; Вып. 33).
13. Штогрин О. Д., Тердовидов А. С., Нечина С. В. Геохімія підземних вод Степового Криму та її нафтогазорозшукове значення.— К.: Наук. думка, 1973.—174 с.
14. Щербakov Ф. А., Чистяков А. А. Современное представление о четвертичной геологии шельфа.— Бюл. комиссии по изучению четвертич. периода, 1981, № 51, с. 22—30.

Ин-т минерал. ресурсов,  
Симферополь

Статья поступила  
16.02.83

УДК 628.1

## ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ ПРЕСНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ (на примере Березнеговатского месторождения)

Н. Н. Макаренко

Решение задач, поставленных майским (1982 г.) Пленумом ЦК КПСС [3], в условиях засушливых районов юга Украины невозможно без развития надежной базы водоснабжения населенных пунктов и сель-

# ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

Научный журнал,  
основан в 1934 г.  
Выходит один раз  
в два месяца

Том 45

№ 3 · 1985

КИЕВ  
НАУКОВА ДУМКА

## НЕФТЬ. ГАЗ. УГОЛЬ

УДК 553.98(477.85)

### АВТОХТОН ПРЕДКАРПАТСКОГО ПРОГИБА — ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ОБЪЕКТ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

*М. Д. Бударкевич, И. Б. Вишняков, В. В. Глушко, П. Ф. Шпак*

В ряде случаев под покровом Карпат и Предкарпатским прогибом вскрыта эпипалеозойская платформа. Фундамент этой платформы образован дислоцированными породами рифея и нижнего палеозоя, а чехол — отложениями мезозоя. Наличие залежей углеводородов в мезозое (месторождения Угерско, Бильче-Волица, Рудки, Кохановка) и недавно полученные промышленные притоки нефти в автохтоне Покутских Карпат (площадь Лопушна) требуют тщательного рассмотрения геолого-геофизических материалов и определения местоположений локальных объектов поиска новых месторождений топливного сырья.

Главным объектом разведки месторождений нефти в пределах Предкарпатского прогиба на протяжении XIX—XX ст. (учитывая и кустарную добычу) была сравнительно узкая полоса структур, объединяемых теперь в Бориславско-Покутскую зону. С 1872 г. и по настоящее время в этой зоне пройдено несколько тысяч глубоких скважин. Особенно высокой степенью разведанности характеризуются районы Бориславского, Долинского и Битковского месторождений и структуры, расположенные между ними.

Начиная с 1924 г.— года открытия Дашавского месторождения газа, в разведку вовлекаются и отдельные площади Бильче-Волицкой (Внешней) зоны Предкарпатского прогиба. Последняя стала интенсивно разбуриваться после 1945 г. (брахиантиклинальные поднятия Угерско, Бильче-Волица, Рудки, Ходновичи, Свидница—Кохановка и др.). Уместно также упомянуть и тысячи скважин, пробуренных с целью поисков месторождений каменных солей и серы.

23.16  
40