

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 550.42:552

ГАЗОВЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ РАЙОНА МЕРТВОГО МОРЯ — РЕКОНСТРУКЦИЯ НА БАЗЕ  
ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОРОД ГРЯЗЕВОГО ПАЛЕОВУЛКАНА НАБИ МУСА

Э.В. Сокол, О.А. Козьменко, С.Н. Кох, Е. Вапник\*

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

*\* Department of Geological and Environmental Sciences, Ben-Gurion University of the Negev,  
P.O.B. 653, Beer-Sheva 84105, Israel*

Постройка Наби Муса расположена у северной оконечности Мертвого моря (31°48' с.ш., 35°25' в.д.). Это один из пятнадцати комплексов формации хатрурим (или «Mottled Zone»), представляющих собой ископаемые грязевые вулканы. Их извержения в среднем—позднем плейстоцене сопровождались воспламенением метана, вызывавшим термальный метаморфизм осадков. В двух кратерных воронках постройки Наби Муса были обнаружены очаги плавления, к которым приурочены многочисленные жилы уникальных  $\text{Ca}_2\text{SiO}_4$ - и  $\text{CaSiO}_3$ -нормативных паралав. Их мультиэлементные спектры сочетают геохимические особенности морских карбонатов, мергелей и кварцевых аренитов мелового возраста. Аномально высокие концентрации Sr, P и U, положительные La/La\* и Y, а также отрицательная Ce/Ce\* аномалии были унаследованы паралавами от морских мелов, в том числе битуминозных и обогащенных апатитом. Повышенные содержания Ti, Nb, Zr и Hf определило присутствие в протолите кварцевых аренитов, а обеднение легкими и средними РЗЭ относительно тяжелых — пелитовая компонента мергелистых осадков. Расчет моделей смешения установил следующие пропорции между ними (мас. %): мелы — 53—60, мергели — 5—14, кварцевые арениты — 27—44. Обоснован двухэтапный сценарий формирования постройки. При проработке каналов слабые извержения мобилизовали газы и воды верхнего (до 300 м) осадочного комплекса, прежде всего, туронских карбонатов (трещинные коллекторы). Этап эксплозивной активности обеспечили мощные выбросы газа из более древних терригенных коллекторов — нижнемеловых нубийских песчаников, расположенных на глубине 1300—1500 м.

*Формация хатрурим, паралава, грязевый вулканизм, углеводороды, коллекторы, нубийские песчаники, Мертвое море.*

GAS RESERVOIRS IN THE DEAD SEA AREA: EVIDENCE FROM CHEMISTRY  
OF COMBUSTION METAMORPHIC ROCKS IN NABI MUSA FOSSIL MUD VOLCANO

E.V. Sokol, O.A. Kozmenko, S.N. Kokh, and Ye. Vapnik

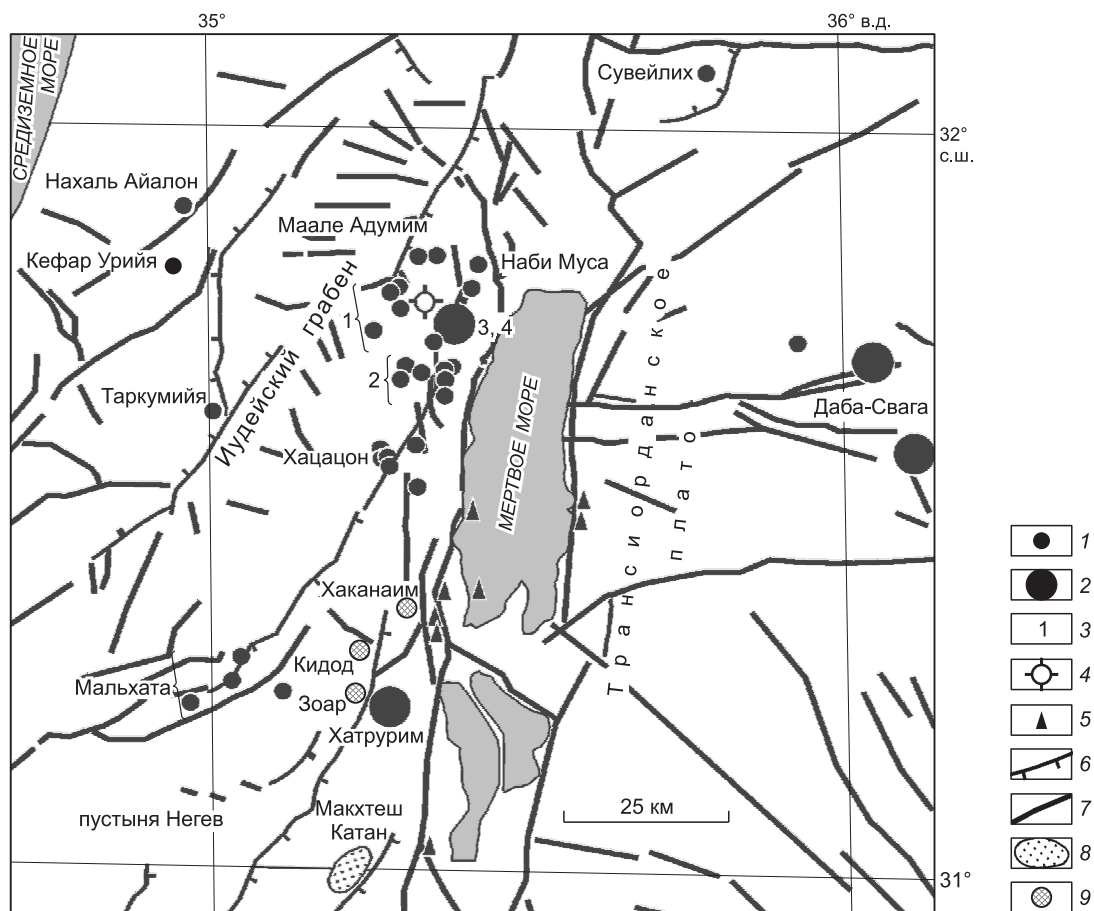
Nabi Musa located at the northern tip of the Dead Sea at 31°48'N, 35°25'E is one of fifteen complexes of the Hatrurim Formation or the so-called "Mottled Zone" (MZ) which are fossil mud volcanoes. Self-ignition of methane during their eruptions in the Middle-Late Pleistocene caused combustion metamorphism of sediments. Melting foci have been discovered in two craters of Nabi Musa volcano, with numerous veins of paralavas having particular calcic-silicic compositions ( $\text{Ca}_2\text{SiO}_4$ - and  $\text{CaSiO}_3$ -normative). Their major- and trace-element spectra bear signature of a mixed sedimentary protolith consisting of Cretaceous marine carbonates, marl, and quartz sand. The paralavas inherit high Sr, P, and U enrichments, positive La/La\* and Y anomalies, and a negative Ce/Ce\* anomaly from calcareous marine sediments, including bituminous and apatite-rich chalks. The presence of quartz arenite in the protolith is responsible for relatively high Ti, Nb, Zr, and Hf, while the marl pelitic component accounts for MREE and LREE depletion. The suggested mixing models predict that the Nabi Musa paralavas result from combustion metamorphism of a sediment mixture with 53–60 wt.% chalk, 5–14 wt.% marl, and 27–44 wt.% quartz arenite. The history of mud volcanism at Nabi Musa began with small eruptions that mobilized gas and water from shallow (within 300 m) Turonian carbonate aquifers, and later explosive activity triggered violent gas blowouts from the older terrigenous reservoir of Aptian–Albian Nubian-type sandstone lying as deep as 1300–1500 m.

*Paralava, mud volcanism, hydrocarbons, reservoir rocks, Hatrurim Formation, Nubian-type sandstone, Dead Sea*

## ВВЕДЕНИЕ

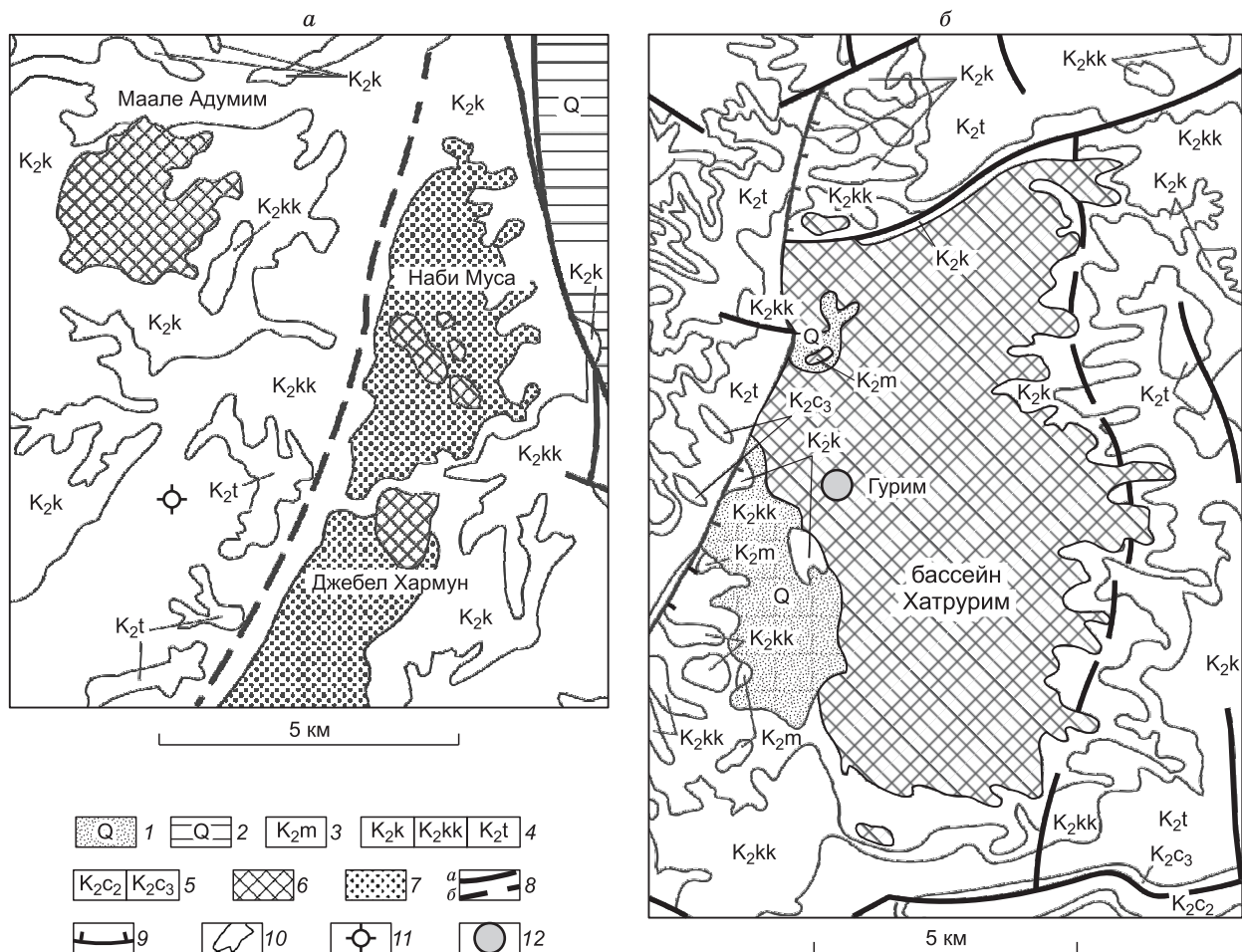
Территория Левантийского бассейна находится в середине гигантского пояса, объединяющего грязевулканические провинции коллизионной зоны, возникшей на месте закрытия палеоокеана Тетис. Она простирается от Италии и Греции через Восточное Средиземноморье и акваторию Черного моря на Кавказ, в Азербайджан и далее в Туркменистан и Иран, заканчиваясь на Макранском побережье [Korf, 2002]. До последнего времени на территории Леванта проявления грязевого вулканизма не были известны. Однако изучение специфических породных комплексов так называемой «Пестрой зоны» («Mottled Zone») или формации хатрурим, тяготеющих к Мертвоморскому трансформному разлому (рис. 1), позволило отождествить их с позднекайнозойскими грязевыми вулканами [Сокол и др., 2007, 2008; Varnik et al., 2007; Шарыгин и др., 2008; Khesin et al., 2010a,b; Sokol et al., 2010, 2011], из которых наиболее полно охарактеризована постройка Наби Муса (рис. 2). Гравиметрическая съемка [Khesin et al., 2010a,b] выявила наличие под этой постройкой малоглубинной отрицательной аномалии силы тяжести (~ 2 мГал), что типично для районов грязевого вулканизма [Ковалевский, 1940; Korf, 2002]. Описание геологического строения этого объекта, а также петрографические, минералогические и геохимические характеристики слагающих его пород даны ранее [Sokol et al., 2010, 2011]. В среднем—позднем плейстоцене постройка Наби Муса представляла собой наземный грязевый вулкан, извержения которого сопровождалась горением метана. Вследствие этого внутри постройки возникли многочисленные очаги обжига и плавления осадков при  $T = 870\text{—}1500\text{ }^{\circ}\text{C}$  [Sokol et al., 2010].

В отношении древних грязевых вулканов Леванта одним из наиболее интригующих остается вопрос об уровнях выноса осадочного материала и идентификации на этом основании газовых и/или газовой-водных коллекторов. Ранее в составе преобразованной грязевулканической брекчии этой постройки



**Рис. 1.** Схема расположения древних грязевулканических комплексов (формация хатрурим, MZ), газовых полей и протечек асфальтенов, по материалам [Gardosh et al., 1996, 2008; Hall et al., 2005; Sokol et al., 2010].

1, 2 — комплексы MZ площадью: 1 — до  $10\text{ км}^2$ , 2 — от  $10$  до  $100\text{ км}^2$ ; 3 — площади: 1 — Бейт Сахур, 2 — Нахаль Дарга, 3 — Джебел Хармун, 4 — Гиркания; 4 — скв. Эль-Мунтар-1; 5 — протечки асфальтенов; 6 — флексуры; 7 — разломы; 8 — эрозионное окно; 9 — газовые поля.



**Рис. 2. Геологические схемы площадей пробоотбора.**

а — северо-западная окраина Мертвого моря: площади Наби Муса, Маале Адумим, Джебел Хармун; б — юго-западная окраина Мертвого моря: бассейн Хатрурим. Построено на базе картографических материалов [Geological map..., 1965, 1998; Hall et al., 2005] и данных [Burg et al., 1991, 1999; Сокол и др., 2007; Sokol et al., 2010].

1 — плейстоценовые морские песчаные, карбонатные и глинистые осадки (Q); 2 — мелы Лисан (Q); 3 — маастрихтские морские мелы с органическим наполнением (K<sub>2</sub>m); 4 — кампанские (K<sub>2</sub>k), сантонские (K<sub>2</sub>kk) и туронские (K<sub>2</sub>t) известняки, мелы и доломиты с горизонтами кремней и фосфоритов; 5 — сеноманские (K<sub>2</sub>c<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>c<sub>2</sub>) известняки, доломиты и мелы; 6 — комплексы формации хатрурим (MZ); 7 — мелоподобные битуминозные породы неопределенного генезиса; 8 — разрывные нарушения: а — закартированные, б — предполагаемые; 9 — флексуры; 10 — границы стратиграфических подразделений; 11 — скважина Эль-Мунтар-1; 12 — антиклиналь Гурым.

наряду с обильными меловыми карбонатами был обнаружен единичный фрагмент песчаника нубийского типа. Эти породы принадлежат к числу нефтегазовых коллекторов на Аравийском полуострове [Hudley, 1991]. На территории Израиля из них также были получены притоки нефти [Nissenbaum, Goldberg, 1980; Gardosh et al., 1996; Connan, Nissenbaum, 2004]. В этой постройке, где абсолютно преобладают карбонатные породы, кварцевый песок был найден нами только в заполнении главной диатремы. Одновременно были обнаружены и первые геохимические свидетельства участия песчаного материала в протолите паралав. К их числу относились необычный валовый состав этих пород, приближающийся к двухкомпонентному (CaO—SiO<sub>2</sub>), а также повышенные содержания Ti, Zr и Hf [Sokol et al., 2010]. В данной статье авторы поставили целью доказать или опровергнуть гипотезу об участии кварцевых аренифов группы курнуб (нижний мел) в составе протолита паралав древнего грязевого вулкана Наби Муса. Для этого было выполнено численное моделирование протолита паралав на базе петрогеохимических характеристик следующих предполагаемых протолитов: карбонатный морской осадок — зрелый кварцевый песок — мергель. Расчеты позволили определить усредненный состав протолита и сопоставить его с реальным составом пирогенных плавленых пород.

## КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИИ

Комплексы формации хатрурим сосредоточены в узкой полосе, простирающейся на 160 км в направлении север—юг вдоль Мертвоморского трансформного разлома (см. рис. 1). Наиболее крупными из них являются бассейн Хатрурим, Израиль (~ 50 км<sup>2</sup>) и Даба-Свага, Иордания (~ 100 км<sup>2</sup>). Большинство площадей, расположенных к западу от Мертвого моря, приурочены к восточному крылу крупной складки юго-западного простирания, осевая зона которой выражена в рельефе Иудейскими и Самарийскими горами. На Трансиорданском плато грязевулканическое поле Хатрурим тяготеет к сателлитным грабенам системы Красноморского рифта.

В тектоническом отношении рассматриваемая территория представляет собой часть Африканской литосферной плиты и располагается вблизи ее северной коллизионной границы с Евразийской плитой [Garfunkel, 1981; Gardosh et al., 1996]. В палеогеографическом плане она относится к Левантийскому бассейну, как традиционно называется глубокая депрессия в восточной части Средиземноморья. До начала коллизии и на ранних ее этапах в поздне меловое—раннепалеогеновое время эта территория располагалась в пределах южной шельфовой окраины палеоокеана Тетис, где происходило формирование так называемой «карбонатной платформы» с горизонтами кремней, мергелей, фосфоритов и битуминозных мелов общей мощностью до 4 км (рис. 3) [Ziegler, 2001; Hall et al., 2005].

Осадочные отложения располагаются на докембрийском (600—800 млн лет) фундаменте, преимущественно сложенном гранитоидами, гнейсами и кристаллическими сланцами. В платформенном чехле Леванта выделены кембрийский, пермотриасовый, юрский и мел-палеогеновый циклы осадконакопления, отделенные друг от друга региональными несогласиями, отвечающими интервалам осушения и размыва территории. Пермьотриасовые и юрские толщи не имеют площадного распространения. Мел-палеогеновые осадки, напротив, образуют почти непрерывный покров [Hall et al., 2005]. В основании каждого цикла осадконакопления располагаются мощные толщи характерных косослоистых песчаников, для обозначения которых в региональной геологии Леванта и Северной Африки используется термин «нубийские песчаники». Наряду с трещиноватыми карбонатами именно эти породы являются главными коллекторами нефтегазовых залежей Северо-Восточной Африки, Аравии [Hadley, 1991; Ziegler, 2001] и Израиля [Gardosh et al., 1996].

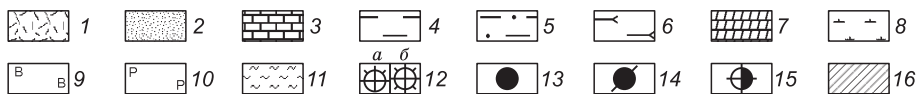
Формирование комплексов Хатрурим происходило после деформации и частичного размыва верхнемеловых толщ региона, вследствие чего они венчают меловой разрез территории. Эти толщи резко контрастируют с подстилающими их морскими осадками по следующим параметрам: разнообразию и яркости цветовой гаммы, отсутствию стратификации, обилию разнородного обломочного материала и брекчий, хаотически включенных в разрез, интенсивным постседиментационным изменениями и практически полному отсутствию фаунистических остатков [Picard, 1931; Bendor, Vroman, 1960; Avnimelech, 1964; Hall et al., 2005]. Отсутствие послойной стратификации (особенно на среднем и верхнем уровне разреза комплексов Хатрурим) обусловлено однообразием карбонатных продуктов выбросов и их глубокой переработкой низкотемпературными гидротермалитами [Gross et al., 1967; Gross, 1977; Techer et al., 2006; Fourcade et al., 2007; Vapnik et al., 2007; Sokol et al., 2010, 2011]. Последнее обстоятельство ответственно также и за уничтожение (вследствие перекристаллизации) фаунистических остатков [Picard, 1931; Techer et al., 2006].

## ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ НУБИЙСКИХ ПЕСЧАНИКОВ

Толщи нубийских песчаников принято объединять в два главных интервала, разделенных региональным несогласием [Weissbrod, Bogoch, 2007]. Древняя (неопротерозой—ранний кембрий) толща молассовых осадков мощностью 400 м состоит из незрелых обломочных пород (конгломератов и аркозовых песчаников) и плохо обнажена. В противоположность ей более молодые нубийские песчаники обнажаются на Аравийском полуострове повсеместно [Ziegler, 2001]. Они отличаются высокой минералогической и гранулометрической однородностью, которая выдерживается на огромных площадях. По вертикали их состав, напротив, закономерно изменяется от пермьотриасовых аркозовых песчаников до нижнемеловых кварцевых аренитов [Weissbrod, Nachmias, 1986; Weissbrod, Perath, 1990]. В пределах Южного и Центрального Израиля нубийские песчаники всех возрастов (от кембрийского до раннемелового) слагают мощные (в сумме до 1 км) толщи флювиальных и флювиально-дельтовых осадков, накопление последних происходило вблизи береговой линии [Weissbrod, Nachmias, 1986; Ziegler, 2001]. Вверх по разрезу их сменяют морские карбонатные осадки с прослоями мергелистых и глинистых пород.

Нубийские песчаники принадлежат к числу главных водоносных горизонтов и нефтяных/газовых коллекторов данного региона и потому досконально изучены как в плане литологии, так и в отношении особенностей распределения акцессорных минералов [Weissbrod, Nachmias, 1986; Weissbrod, Perath, 1990; Rosenthal et al., 1992; Weissbrod, Bogoch, 2007]. По мере перебива древних песчаных толщ происходило последовательное обогащение осадков кварцем и ультраустойчивыми акцессорными минералами

Система, отдел		Ярус	Группа	Свита	Колонка	Нефтегазопроявления и продуктивные горизонты	
Кайнозой	Палеоцен			Такийе (Taqiye)			
		Мел	Маастрихт	Маунт Скопус (Mount Scopus)	Гареб (Ghareb)		
Кампан	Мишаш (Mishash)						
Сантон	Менуха (Menuha)						
Верхний	Турон		Иудея (Judea)	Бина, Нецер – Шивта – Дерорим (Bina, Neser – Shivta – Derorim)			
				Тамар – Авнон (Tamar – Avnon)			
				Цафит – Йен-Йоркеам (Zafit – 'En Yorqe'am)			
				Хевион (Hevyon)			
Нижний	Альб		Курнуб (Kurnub)	Нами Саид, Эйн эль Асад, Хидра, Рама (Nabi Said, Ein el Asad, Hidra, Rama)			
	Апт			Хатира (Hatira)			
Юра				Арад (Arad)	Кидод (Kidod)		
		Зоар (Zohar)					
		Шериф (Sherif)					
		Дайа, Инмар (Daya, Inmar)					
Триас			Рамон (Ramon)	Мохила (Mohilla)			
				Сахароним (Saharonim)			
				Геваним (Gevanim)			
				Рааф (Ra'af)			
				Цафир (Zarif)			
Пермь			Негев и Ям Суф (Negev and Yam Suf)	Ямин (Yamin)			
			Шломо (Shelomo)	Шезаф (Shezaf)			
				Арков ('Arqov)			
Докембрий			Ценифим (Zenifim)				



**Рис. 3. Сводная стратиграфическая колонка осадочного чехла Иудеи и пустыни Неgev, построенная по материалам [Gardosh et al., 1996; Hall et al., 2005; Möller et al., 2007].**

1 — породы кристаллического фундамента; 2 — нубийские песчаники; 3 — известняки; 4 — глины и глинистые сланцы; 5 — мергели; 6 — гипсоносные горизонты; 7 — доломиты; 8 — мелы; 9 — битуминозные осадки; 10 — фосфориты; 11 — кремни; 12 — газопроявления: малого дебета (а), полукоммерческие (б); 13 — притоки легкой нефти; 14 — полукоммерческие нефтепроявления; 15 — протечки асфальтенов; 16 — продуктивные горизонты.

ми — ильменитом, цирконом, турмалином и рутилом. Всего в сводном разрезе кластических осадков выделяется 8 выдержанных по латерали зон, характеризующихся устойчивой повторяемостью набора аксессуарных минералов. Наиболее незрелыми являются позднедокембрийские аркозовые песчаники, обогащенные полевыми шпатами, хлоритом, ставролитом и роговой обманкой. Наиболее зрелыми среди нубийских песчаников являются кварцевые арениты группы курнуб (альб—апт). Они завершают процесс сортировки древних аркозовых и субаркозовых толщ в эпейрогеническом режиме. Арениты группы курнуб представляют собой средне- и крупнозернистые породы, целиком состоящие из окатанных и полуокатанных кварцевых зерен (с минимальной примесью зерен сильно преобразованных калишпатов). Цемент этих песчаников в основном кремнеземистый, реже отмечается кальцитовая цементация или позднейшая пропитка гидроксидами железа. Тяжелая фракция целиком состоит из ильменита, циркона, турмалина и рутила. Изредка их сопровождают отдельные зерна ставролита, граната, роговой обманки и апатита.

На территории Израиля кварцевые арениты группы курнуб (см. рис. 3) с несогласием перекрывают юрскую осадочную толщу сложного состава (группа арад), включающую как горизонты, обладающие свойствами коллекторов, так и слабопроницаемые экранирующие горизонты, в частности, сланцы формации кидод [Gardosh et al., 1996; Rosenthal et al., 1992]. Общая мощность толщ курнуб колеблется от 100 до 250 м и постепенно растет в северо-восточном направлении (от п-ов Синай в район Галилеи). Песчаники курнуб обладают пористостью 10—30 %, высокой проницаемостью и малой вторичной цементацией. Их перекрывает мощная толща морских карбонатных осадков с прослоями глауконитовых глин и мергелей (сеноман—турон).

Таким образом, на протяжении длительных периодов геологической истории в Леванте существовали оптимальные условия для формирования как коллекторов, так и экранов [Gardosh et al., 1996; 2008; Var et al., 2008]. Наиболее древними коллекторами на этой территории являются пермские известняки (формации шезаф, арков и саад) и одновозрастные с ними нубийские песчаники (см. рис. 3). Они являются стратиграфическим эквивалентом продуктивной формации хуфф, отложения которой широко распространены в районе Персидского залива и на Аравийском полуострове [Hadley, 1991; Ziegler, 2001]. Наиболее молодыми коллекторами являются апт-альбские песчаники группы курнуб.

#### ПРОЯВЛЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ В ОКРЕСТНОСТЯХ МЕРТВОГО МОРЯ

По своему нефтегазовому потенциалу Мертвоморский бассейн относится к категории бедных [Nissenbaum, Goldberg, 1980; Gardosh et al., 1996; 2008; Gvirtzman, Stanislavsky, 2000; Connan, Nissenbaum, 2004]. Тем не менее на прилегающих к нему территориях обнаружены многочисленные проявления асфальтов и озокеритов, выходы легкой и тяжелой нефти, а также газ (см. рис. 1). Согласно модели [Gvirtzman, Stanislavsky, 2000], нефте- и газогенерация в Мертвоморском грабене, а также миграция и аккумуляция углеводородов в ловушках на смежных территориях происходили в течение последних 3—6 млн лет. Миграция углеводородов шла преимущественно в западном направлении и осуществлялась совместно с рассолами по юрским и триасовым коллекторам. Эта модель предсказывает преимущественную генерацию газа в сравнении с нефтью и его аккумуляцию в толщах юрских карбонатов (формация арад) на глубине 1.2—2 км. Перспективными на обнаружение скоплений углеводородов признаны также раннемеловые песчаники и туронские карбонатные породы (см. рис. 3).

На западной стороне рифта в 1960—1980 гг. были систематически разбурены практически все антиклинали [Fleischer, Varshavsky, 2002]. Однако бурение редко велось до глубины более 1 км, а сами скважины задавались формально, обычно в замке (или на оси) складки [Gardosh et al., 1996]. Большинство разбуренных антиклинальных структур оказались пустыми. При бурении на воду в самой рифтовой впадине (в 20 км южнее Мертвого моря) на глубине 80—87 м был обнаружен газ (99 %  $\text{CH}_4$ ), причем прохождение этого горизонта сопровождалось внезапными выбросами [Nissenbaum, Goldberg, 1980]. Небольшие по запасам газовые резервуары были выявлены только в пределах структурного поднятия Масада-Зоар, в 20 км к западу от Мертвого моря. Они сосредоточены в антиклиналях Зоар, Кидод и Хаканаим, на периферии бассейна Хатрурим — крупнейшего из полей развития грязевых палеовулканов на территории Израиля [Nissenbaum, Goldberg, 1980; Gilboa et al., 1993; Gardosh et al., 1996]. Коллекторами в данном случае оказались среднеюрские известняки и песчаники формаций зоар и шериф, залегающие на глубине 1000—1250 м. Роль экрана выполняли юрские сланцы формации кидод (см. рис. 1, 3). Газ из залежи Зоар содержит 2—8 % этана и более тяжелых углеводородов. Небольшие нефтяные ловушки были обнаружены ближе к Мертвому морю в антиклиналях, непосредственно осложняющих структуру бассейна Хатрурим (см. рис. 1, 2). Легкая нефть скв. Цук-Тамрур-1 была извлечена из слабого горизонта триасовых песчаников (формация геваним). На антиклинали Гурим около 3 000 баррелей тяжелой нефти было получено из юрских песчаников формации инмар и 9 000 баррелей — из нижнемеловых песчаников группы курнуб [Nissenbaum, Goldberg, 1980; Gardosh et al., 1996]. С палео-

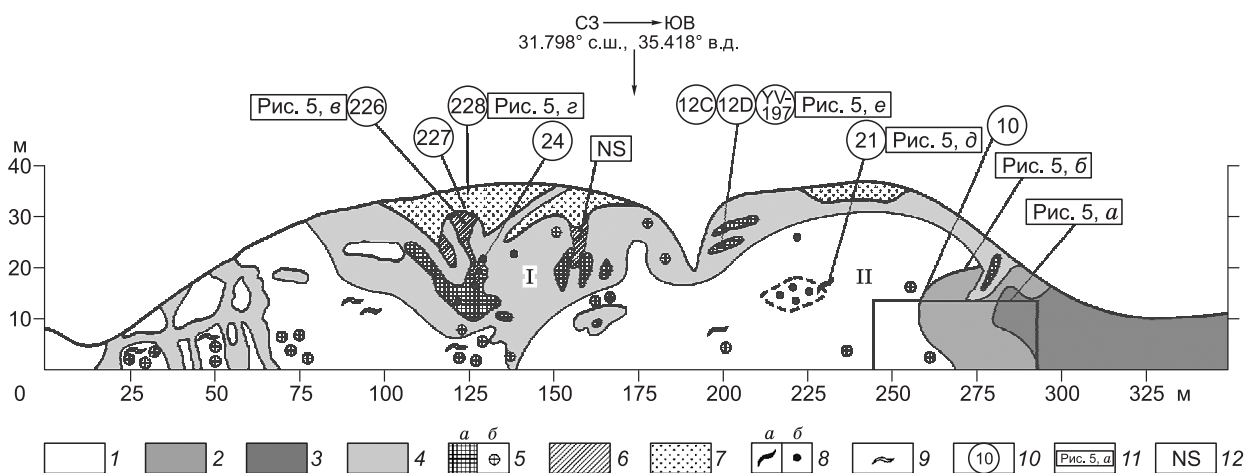
зойскими песчаниками, обнажающимися в восточном борту рифта, связаны выходы тяжелой нефти на поверхность. Ее незначительные притоки из нубийских песчаников триасового возраста (формация сахороним, глубина 1288 м) дала скв. Лот-1, заданная к югу от Мертвого моря [Nissenbaum, Goldberg, 1980]. Знаменитые озокеритовые жилы вадн Эйн Хемар этого же района также локализованы в трещиноватых нубийских песчаниках [Nissenbaum, Goldberg, 1980]. Среди показательных находок остается отметить асфальтовую пропитку и заполнение трещин в туронских доломитах, обнаруженные на глубине 922—1051 м в скв. Мезар-1 (район оз. Кинерет) [Connan, Nissenbaum, 2004].

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДРЕВНЕГО ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА НАБИ МУСА

Древний грязевый вулкан Наби Муса расположен в Иудейской пустыне, между Иерусалимом и северной оконечностью Мертвого моря (31°48' с.ш., 35°25' в.д.) (см. рис. 2). Поле пород формации хатрурим вытянуто здесь с северо-запада на юго-восток на 1900 м при ширине 350 м. В рельефе ему соответствуют невысокие (30—40 м) холмы с пологими склонами (рис. 4). Холм Наби Муса имеет две плоские вершины, разделенные выемкой, и целиком сложен разнообразными породами формации хатрурим. Диаметр основания холма 240 м, максимальная высота 37 м. Он располагается на эродированной поверхности кампанских морских осадков — фосфоритов и кремней формации мишаш. Эта же поверхность является основанием для большинства полей формации хатрурим на территории Израиля [Bentor et al., 1963; Burg et al., 1991; 1999; Sokol et al., 2010].

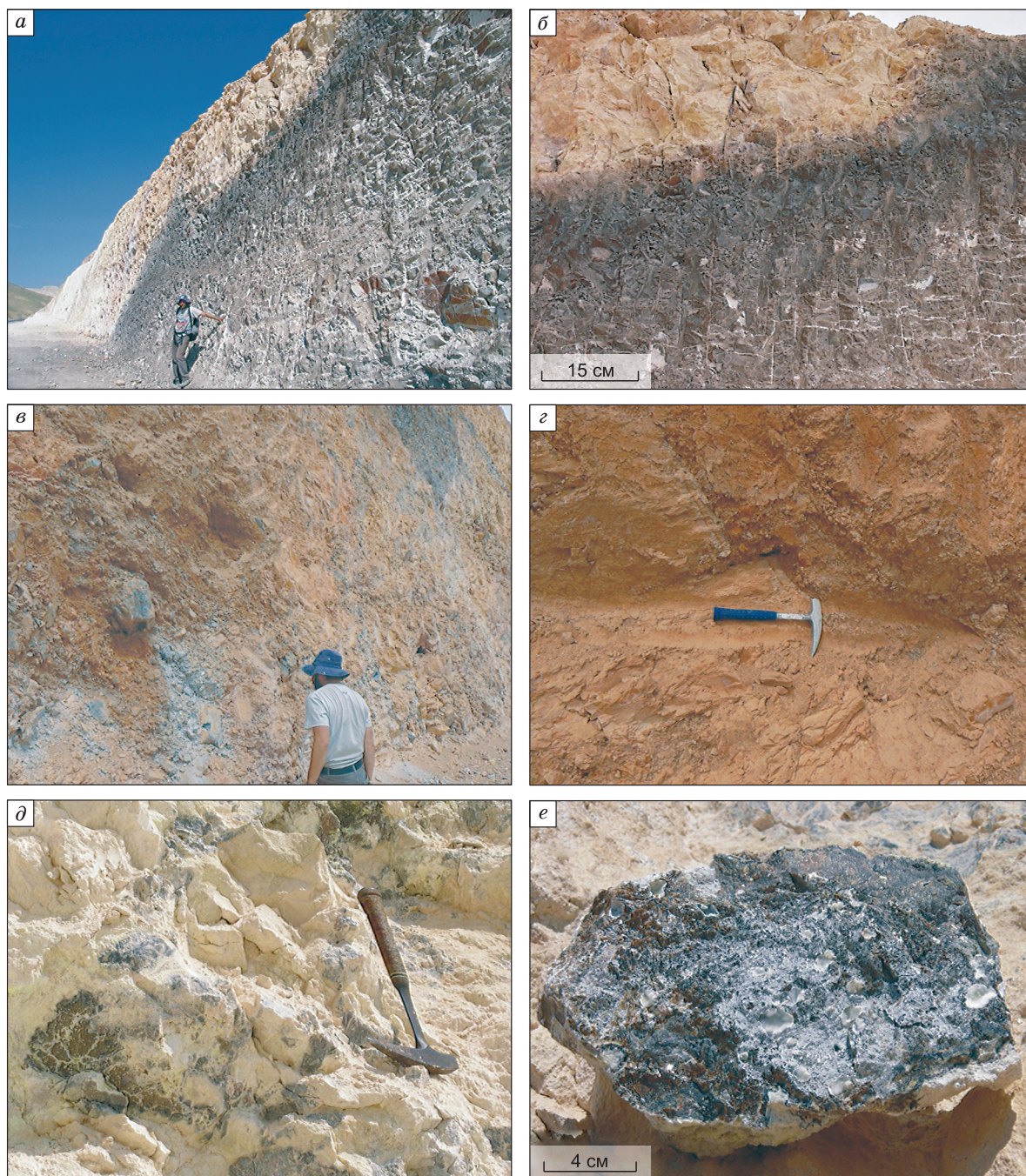
Представление о подстилающем палеовулкан осадочном разрезе дают данные разведочного бурения [Fleischer, Varshavsky, 2002]. Сквжина Эль-Мунтар-1, расположенная в 14 км юго-западнее площади Наби Муса (см. рис. 1), вскрыла следующий разрез. Верхние 215 м осадков сложены сенонскими, а следующие 74 м туронскими морскими карбонатами; далее располагаются около 1050 м карбонатных осадков (доломиты и известняки с прослоями мелов и мергелей), принадлежащих к группе джудеа. Песчаники курнуб были вскрыты в интервале 1350—1550 м. На глубине 2000 м сквжина вскрыла юрские трещиноватые известняки формации зоар и была остановлена, поскольку в них отсутствовали признаки нефти или газа.

Разрез грязевулканической постройки Наби Муса протяженностью 300 м и высотой 30—35 м вскрыт дорожной выемкой новой автостреды Иерусалим—Иерихон, что позволило наблюдать две кратерные воронки, подводящие каналы, заполненные брекчией из нижележащих осадочных пород, а также очаги возникновения пирогенных пород (рис. 4, 5, а). Постройка локализована внутри поля битуминозных мелоподобных пород проблематичного генезиса, относимых одними авторами к формации хатрурим, а другими — к формации гареб (маастрихт).



**Рис. 4.** Схематический разрез древнего грязевого вулкана Наби Муса с указанием точек пробоботки, составленный по материалам полевых работ 2007 г.

1 — светлые брекчированные и уплотненные мелоподобные породы; 2 — мелоподобные породы со следами битуминозной пропитки; 3 — битуминозные темно-серые мелоподобные породы; 4 — заполнение кратерных воронок: брекчированные осадочные, пирометаморфические и гидротермально преобразованные породы; 5 — очаги пирогенного преобразования протолита (а), их реликты (б); 6 — мелкие поздние диатремы, заполненные сцементированным или рыхлым брекчированным материалом нижележащих осадков; 7 — охристые рыхлые отложения, состоящие из обломков кремней в гипс-сметтит-кальцитовом матрикс; 8 — паралавы: жилы (а), их гидротермально преобразованные реликты (б); 9 — гидротермальные жилы; 10 — места отбора образцов; 11 — места фотодокументации (см. рис. 5); 12 — место находки фрагмента нубийского песчаника. I — главная (молодая) кратерная воронка; II — древняя кратерная воронка.



**Рис. 5. Облик пород древней грязевулканической постройки Наби Муса.**

*a* — латеральный контакт мелоподобных пород постройки Наби Муса и битуминозных мелов; *б* — аккумуляция битумоидов в зоне контакта вышеназванных пород; отчетливо видна сетка секущих гипс-кальцитовых прожилков; *в* — брекчии, состоящие из обломков и галек кампанских кремней и карбонатных пород коньяк-туронского возраста, в главной кратерной воронке; *г* — неуплотненная цементирующая масса из верхней части главной кратерной воронки, содержащая неизменные смектиты и кварцевый песок; *д* — извилистые бескорневые жилы паралав, интенсивно преобразованные в ходе поздних гидротермальных изменений вплоть до полного замещения отдельных участков гидросиликатами кальция и эттрингитом (древняя кратерная воронка); *е* — свежая паралава из раздува жилы (обр. УУ-197).

В юго-восточной части разреза обнажен латеральный контакт пород МЗ с битуминозными мелоподобными породами (см. рис. 4, 5, *a*). Высокую текстурно-литологическую неоднородность этой толщи, обогащенной рассеянным органическим веществом (13—25 %  $C_{орг.}$ ), первым отметил Л. Пикард [Picard, 1931]. Он также привел свидетельства проникновения битумоидов по трещинам в породы фор-



мации хатрурим. Мощность битуминозных мелов в зоне контакта составляет около 18 м. Обычно прослеживается постепенный переход между ними и породами тела постройки. Реже контактовая зона (до 1—1.5 м) обогащена битуминозным веществом (см. рис. 5, а, б). В отличие от типичных морских мелов (например, широко развитых в этом регионе осадков формации гареб) битуминозные породы площади Наби Муса не образуют протяженных однородных слоев. Они содержат неправильной формы блоки либо линзы более прочных пород, погруженных в мелоподобный матрикс с керогеновым пигментом. Толща рассечена многочисленными гипсовыми и кальцитовыми жилами.

В основании и на среднем уровне постройки Наби Муса преобладают микрозернистые прочные, нестратифицированные породы, окрашенные в белый, желтоватый, фиштакковый и палевый цвета (см. рис. 5, а, б, е). Сходные породы были ранее описаны в пределах иорданских комплексов Хатрурим [Techer et al., 2006] под именем упрочненные мергели (*indurated marls*). Эти породы, обычно именуемые в литературе мелоподобными, в действительности представляют собой сложную брекчию [Sokol et al., 2010]. При внешней невыразительности они могут существенно различаться и по минеральному составу. Преобладают гипс-кальцитовые ассоциации, регулярно присутствуют тобермориты (10, 12.6, 14 Å) и рентгеноаморфные гидросиликаты кальция, фатерит и арагонит; реже отмечаются апатит и кварц. Мелоподобные породы секутся многочисленными жилами, сложенными кальцитом, арагонитом, гипсом, гидросиликатами кальция, эттрингитом и др. [Sokol et al., 2011].

В основании постройки Наби Муса регулярно встречаются реликты пирогенных пород. Обычно это округлые обособления (размером 2—10 см) и их скопления, типичные для всех комплексов Хатрурим и фигурирующие в литературе под именем галек или псевдоконгломератов [Gross, 1977]. Среди изученных образцов преобладают ларнитовые и ларнит-геленитовые породы. Реликты спурритовых пород редки и всегда интенсивно преобразованы. Продукты изменения пирогенных пород в основном состоят из кальцита, гипса и эттрингита, часто присутствуют фатерит, арагонит, тобермориты и другие гидросиликаты кальция [Sokol et al., 2010, 2011]. Ранее Ш. Гросс [Gross, 1977] и И. Колодным [Kolodny, 1979] было доказано, что гальки пирометаморфических пород представляют собой реликты, сохранившиеся после гидратации и карбонатизации первичных высокотемпературных ассоциаций. Их позднейшие изменения, по сути, идентичны реакциям гидравлического твердения цементных смесей [Gross, 1977; Techer et al., 2006; Sokol et al., 2011].

Под западной вершиной холма расположено геологическое тело, имеющее форму резко расширяющейся кверху воронки. Ее максимальный диаметр достигает 80 м (см. рис. 4). Оно выделяется бурой окраской, обусловленной присутствием железистых охр, на фоне вмещающих светлых пород. Воронка целиком заполнена грубообломочными брекчиями, их степень цементации варьирует от рыхлых механических смесей до консолидированных монолитов. Крупнообломочный материал, количество которого превышает 70 об. %, в основном состоит из пород подстилающей осадочной толщи (см. рис. 5, в). Преобладают известняки, доломиты и мергели (вероятнее всего, сеноман—турон), а также характерные кампанские кремни. Изредка среди обломков в брекчиях удается обнаружить фрагменты пирогенных пород.

Их многочисленные фокусы сосредоточены на глубине от 15 до 25 м в центральной части главной кратерной воронки (см. рис. 4). Преобладают ларнитовые и геленитовые породы, а также преимущественно кальцитовые породы, содержащие спуррит (до 10—15 об. %) и браунмиллерит (до 20—25 об. %). Здесь же среди спеченных брекчий были обнаружены и очаги валового плавления высококальциевого протолита, размер ореола 10 × 15 м [Sokol et al., 2010]. Сильно преобразованные паралавы образуют разветвленную систему прерывистых бескорневых жил мощностью от 20 до 50 см и длиной до 2 м. Отсюда, в частности, был взят обр. 24, вследствие значительного замещения он не учитывался затем в петрохимических реконструкциях. Над этим очагом располагается серия мелких крутопадающих диаметром (труб) диаметром до 5 м (см. рис. 4). Они практически целиком заполнены глыбами и гальками кампанских кремней, в промежутках между которыми находится тонкодисперсная масса смектит-кальцитового состава, обогащенная гипсом и кварцевым песком (рис. 5, в, з). В одной из таких труб был обнаружен фрагмент нубийского песчаника.

Под восточной макушкой холма на глубине 20—25 м среди мелоподобных пород располагается второй, более крупный (30 × 20 м), ареал сосредоточения паралав. В данном случае не только вмещающие их породы, но и сами жилы паралав претерпели интенсивные гидротермальные изменения и места были превращены в характерные гальки (рис. 5, д, е). Тела измененных паралав тем не менее сохраняют жильный облик с отчетливо различимыми раздувами (до 35 см) и многочисленными тонкими ответвлениями от главного ствола (обр. 21). Все жилы плавленых пород бескорневые, их длина обычно составляет 0.5—1 м, достигая в единичных случаях 4 м. Образцы свежих паралав 12С, 12D и YV-197 были взяты из третьего кластера, расположенного на глубине 7 м от современной эрозионной поверхности постройки.

## СОСТАВ ПОРОДНЫХ АССОЦИАЦИЙ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ПРИ ПОСТРОЕНИИ МОДЕЛЕЙ СМЕШЕНИЯ

Для проверки гипотезы об участии осадочных пород конкретных стратиграфических горизонтов в образовании паралав площади Наби Муса были изучены геохимические характеристики серии образцов (табл. 1, 2). Пробоотбор был осуществлен на трех площадях, расположенных к западу от Мертвого моря (см. рис. 2). Большинство образцов (паралавы, битуминозные мелоподобные породы и цемент брекчий, обогащенный смектитовым материалом) были взяты непосредственно из разреза грязевого палеовулкана Наби Муса (см. рис. 4). Кварцевые арены группы курнуб отбирались из ближайших коренных обнажений, которыми являются эрозионные окна Макхтеш Катан в северной части пустыни Негев. В качестве образцов, максимально обогащенных пелитовым компонентом, были взяты не исходные мергелистые осадки (поскольку конкретный уровень их выноса неизвестен), а продукты их пирогенного изменения — клинопироксен-анортитовые роговики с территории бассейна Хатрурим.

### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Более 50 образцов осадочных и пирогенных пород, а также продукты их изменения были изучены с использованием методов петрохимического, геохимического и минералогического анализов. Идентификация фазового состава образцов была выполнена в аналитических лабораториях ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) с использованием микроанализаторов Camebax-Micro и JXA-8100; сканирующих электронных микроскопов LEO 420 SEM и JSM 6380LA, а также рентгеновского дифрактометра ДРОН-3. Методические детали изложены в работах [Sokol et al., 2010, 2011]. Анализ пород на петрогенные и редкие элементы был выполнен в Геологической службе Израиля (г. Иерусалим), а также в ИГМ СО РАН методами атомно-эмиссионной спектроскопии (ICP-MS). Точность определения составляла 5—10 %. Детали методики в приложении к различным типам пород изложены в [Bogoch et al., 1999; Yoffe et al., 2002; Шацкий и др., 2006].

### МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

**Паралавы** — крайне редкая группа пород на площади Хатрурим. Однако в разрезе постройки Наби Муса были обнаружены более десятка выполненных ими мелких тел (см. рис. 4). Паралавы образуют извилистые безкорневые жилы и обычно встречаются в виде реликтов среди спеченных брекчий и ретроградных пород. Четыре образца наиболее свежих крупнозернистых (100 мкм до 1 см) и полнокристаллических паралав были взяты из раздувов жил, локализованных в обеих кратерных воронках палеовулкана. Минералогия и петрография трех из них (12С, 12D и 21) ранее была охарактеризована [Sokol et al., 2010], обр. YV-197 подобен 12С по фазовому составу (табл. 3). Эти паралавы обладают высокой основностью ( $\text{CaO}:\text{SiO}_2 \approx 1.3$ ), являются ларнит-нормативными и состоят главным образом из ранкинита и мелилита. В подчиненном количестве присутствуют псевдоволластонит, волластонит, флюоропатит. Ларнит и нагельшмидтит образуют включения в мелилите и ранкините соответственно. В интерстициях сосредоточены куспидин и Ti-андрадит. Образец 21, более богатый  $\text{SiO}_2$  ( $\text{CaO}:\text{SiO}_2 \approx 1$ ), на 85 % состоит из параволластонита, который сопровождают мелилит, волластонит, нагельшмидтит, флюорэлластадит и Ti-андрадит.

В пользу кристаллизации этих пород из расплава свидетельствуют их текстурно-структурные особенности, а именно жильная морфология тел, присутствие минералов, обладающих обликом типичных закалочных фаз (интерстициальный гранат, структуры «стержневых эвтектик», образуемые Ti-андрадитом и нагельшмидтитом), а также наличие многочисленных первичных включений силикатного расплава (размером от 10 до 170 мкм). Они сосредоточены в мелилите, ранкините, псевдоволластоните, параволластоните и апатите, состоят из бурого и зеленоватого девитрифицированного стекла и содержат газовый пузырек. Дочерние фазы представлены ларнитом, ранкинитом, элластадитом, нагельшмидтитом и апатитом. Включения в мелилите начинают плавиться при 1100—1250 °С, в ранкините — 1030—1100 °С. При нагреве образца до 1320—1350 °С начинается плавление самого минерала-хозяина, однако гомогенизация включения еще не достигается. Тренды кристаллизации этих пород были реконструированы [Sokol et al., 2010].

**Битуминозные мелоподобные породы** площади Наби Муса ранее были охарактеризованы [Bogoch et al., 1999]. Нами детально изучался типичный образец такой породы (обр. 10), отобранный в зоне контакта с постройкой (см. рис. 4). Он состоит из кальцита с примесью гипса и детритового кварца и содержит 11 мас. %  $\text{C}_{\text{орг}}$  ( $\delta^{13}\text{C} = -30.3$ ). Для этих пород также характерно регулярное присутствие малых количеств смектитов и апатита.

**Цементирующая масса брекчий.** Среди пород постройки Наби Муса слоистые силикаты удалось обнаружить только внутри мелких диатрем, образование которых не сопровождалось ни горением

Таблица 1. Химический состав (мас. %) пород древнего грязевого влк. Наби Муса (паралав, цементующих масс, обогащенных смекитами, и битуминозных мелов) в сравнении с кварцевыми аренистами и клинопироксен-анортитовыми роговиками

Компонент	Наби Муса										Макхтеш Катан				Бассейн Хатгурим					
	Паралавы					Цементующая масса					Битуминозные мелы		Кварцевые аренисты				Клинопироксен-анортитовые роговики			
	12С	12D	YV-197	21	24	226	227	228	10	AG-27b	242	243	244	h-28-2	h-28-3	h-28-4	Мел			
SiO <sub>2</sub>	35.00	36.00	38.50	46.53	33.30	18.50	15.90	16.90	5.20	8.20	98.30	99.03	99.55	43.40	40.27	43.91	7.90			
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.42	0.30	0.21	0.60	0.30	0.20	0.20	<0.05	0.10	0.27	0.06	0.07	0.64	0.66	0.74	0.01			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.01	6.00	4.40	1.93	8.80	3.60	5.50	5.30	1.00	2.40	0.68	0.36	0.35	20.53	20.38	22.36	2.80			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.30	2.80	1.90	1.81	4.50	1.80	2.80	2.20	0.80	1.20	0.12	0.05	0.21	4.73	8.77	7.32	1.80			
MgO	0.50	1.00	0.80	0.32	2.60	2.20	1.60	1.60	0.50	—	0.12	0.11	0.10	2.62	2.61	3.60	0.50			
CaO	50.10	48.10	51.00	44.38	38.00	37.90	34.40	33.50	49.40	44.10	0.12	0.10	0.10	23.24	17.65	18.13	47.00			
Na <sub>2</sub> O	0.40	0.40	0.30	0.28	1.20	1.40	2.50	1.70	0.80	1.60	0.01	0.09	0.01	0.80	1.54	0.3	0.30			
K <sub>2</sub> O	0.20	0.20	0.20	0.10	0.30	0.30	0.30	0.30	0.20	0.40	0.01	0.00	0.00	0.43	1.07	0.76	0.30			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.80	1.10	0.70	0.89	2.20	2.80	1.30	1.40	2.20	3.70	0.02	0.02	0.02	0.64	0.57	0.54	0.70			
SO <sub>3</sub>	<0.20	0.20	<0.20	0.16	1.30	3.90	8.10	11.40	1.70	9.70	—	—	—	0.63	—	—	<0.20			
CO <sub>2</sub>	5.39	1.51	—	1.69	6.0	—	—	—	33.96	—	—	—	—	—	—	—	—			
Cl	0.37	0.06	—	—	0.53	0.85	—	0.51	0.79	—	—	—	—	—	—	—	0.17			
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.81	1.43	—	2.02	1.47	—	—	—	3.85	—	—	—	—	—	—	—	—			
П.п.п.	9.20	3.00	2.20	3.86	8.00	27.60	27.70	25.50	38.60	27.10	0.22	0.12	0.04	2.39	6.59	2.32	37.90			
Сумма	99.72	99.23	100.30	100.15*	100.80	100.30	100.30	100.00	101.00	98.90	99.87	99.94	100.45	100.10	100.25	100.12	99.30			
CaO/SiO <sub>2</sub>	1.43	1.34	1.32	0.95	1.14	2.05	2.16	1.98	9.50	5.38	0.00	0.00	0.00	0.54	0.44	0.41	5.95			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0.06	0.17	0.11	0.04	0.26	0.19	0.35	0.31	0.19	0.29	0.01	0.00	0.00	0.47	0.51	0.51	0.35			
<b>Составы пород в пересчете на сухой остаток</b>																				
SiO <sub>2</sub>	38.66	37.49	39.25	48.18	36.39	27.17	24.65	27.48	8.65	13.20	98.65	99.21	99.14	44.70	43.00	44.90	12.87			
TiO <sub>2</sub>	0.23	0.44	0.31	0.22	0.66	0.44	0.31	0.33	0.08	0.16	0.27	0.06	0.07	0.66	0.70	0.76	0.16			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.22	6.25	4.49	2.00	9.62	5.29	8.53	8.62	1.66	3.86	0.68	0.36	0.35	21.15	21.76	22.86	4.56			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.44	2.92	1.94	1.87	4.92	2.64	4.34	3.58	1.33	1.93	0.12	0.05	0.21	4.87	9.36	7.48	2.93			
MnO	0.01	0.01	0.00	0.12	0.00	—	—	—	0.00	0.64	0.00	0.00	0.00	0.05	0.15	0.14	—			
MgO	0.55	1.04	0.82	0.33	2.84	2.20	2.48	—	0.83	—	0.12	0.11	0.10	2.70	2.79	3.68	0.81			
CaO	55.34	50.09	51.99	45.96	41.53	55.65	53.33	54.47	82.13	71.01	0.12	0.10	0.10	23.94	18.84	18.54	76.55			
Na <sub>2</sub> O	0.44	0.42	0.31	0.29	1.31	2.06	3.88	2.76	1.33	2.58	0.01	0.09	0.01	0.82	1.64	0.31	0.49			
K <sub>2</sub> O	0.22	0.21	0.20	0.10	0.33	0.44	0.47	0.49	0.33	0.64	0.01	0.00	0.00	0.44	1.14	0.78	0.49			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.88	1.15	0.71	0.92	2.40	4.11	2.02	2.28	3.66	5.96	0.02	0.02	0.02	0.66	0.61	0.55	1.14			

Примечание. Состав обр. AG-27b, по данным [Vogosh et al., 1999]. Прочерк — нет данных. Содержание воды и CO<sub>2</sub> в паралавах определяется глубиной их ретроградного преобразования и соотношением между новообразованными кальцитом и гидросиликатами кальция.

\* Сумма включает 0.23 мас. % F.

\*\* Морской мел (маастрихт, формация гареб).

Таблица 2. Микроэлементный состав (г/г) пород древнего грязевого влк. Наби Муса (паралав, цементующих масс, обогащенных смектитами, и битуминозных мелов) в сравнении с кварцевыми аренистами и клинопироксен-анортитовыми роговиками

Компонент	Наби Муса										Макхтеш Каган				Бассейн Хатрурим			
	Паралавы					Цементующая масса					Битуминозные мелы		Кварцевые аренисты		Клинопироксен-анортитовые роговики		Мел	
	12C	12D	YV-197	21	24	226	227	228	10	AG-27b	242	243	244	h-28-2	h-28-3	h-28-4		YV-114 <sup>1</sup>
Rb	3	3	2	15	43	13	13	18	6	4	0.68	<0.1	1.10	9.9	43	19	11	
Ba	340	610	420	266	228	755	630	2200	215	86	52	4.7	147	130	258	1093	46	
Th	0.7	1.3	—	1.0	1.7	2.2	—	1.9	0.7	25.5	2.9	1.43	0.89	9.1	4.79	5.10	1.4	
U	23	50	—	27	4	17.0	—	16.0	23.0	0.7	0.89	0.34	0.41	3.7	11.55	13.21	5.4	
Nb	<0.5	<0.5	<0.5	3.9	5.2	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	—	5.9	3.2	5.6	<0.5	17.8	18.66	<0.5	
Ta	<0.1	<0.1	<0.1	1.04	0.35	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	—	0.91	4.7	10.2	<0.1	0.84	1.37	<0.1	
La	8	11	8.7	10	9	18.0	14	15.0	14.0	11.2	8.7	3.5	2.9	45.9	50.38	11.5		
Ce	11	16	12	17.0	18.3	23.0	20	19.0	8.0	6.5	16.9	7.1	5.2	71	79.72	14		
Pr	1.5	2.0	1.7	2.3	2.6	3.4	2.8	2.9	2.2	1.6	1.96	0.78	0.59	9.8	11.55	2.4		
Sr	2100	1500	796	1216	1249	1266	1266	1389	1300	1021	18.4	8.0	12.2	986	885	890	1100	
Nd	6	7.8	7	9.1	10.3	13.0	11	12.0	9.0	7.2	6.6	2.8	1.86	34.7	42.15	9.4		
Zr	40	80	80	45	82	90	60	60	<30	—	437	88	117	140	93	101	<30	
Hf	<1	<1	<1	0.26	2	<1	<1	<1	<1	—	10.1	2.1	2.8	<1	3.02	3.47	<1	
Sm	1.2	1.5	1.5	1.90	2.2	2.7	2.2	2.4	1.7	1.5	1.43	0.50	0.36	6.45	7.85	8.19	1.7	
Eu	0.3	0.4	0.3	0.40	0.57	0.6	0.5	0.5	0.4	0.4	0.21	0.07	0.053	1.3	1.77	1.85	0.4	
Gd	1.4	1.8	1.5	1.96	2.4	2.8	2.3	2.3	2.3	2.4	1.15	0.42	0.30	7.45	7.23	7.17	2.2	
Tb	0.24	0.28	0.26	0.30	0.38	0.50	0.39	0.43	0.39	0.35	0.19	0.063	0.063	1.03	1.13	1.03	0.35	
Dy	1.5	2.0	1.6	1.8	2.4	3.0	2.4	2.6	2.7	2.4	1.15	0.38	0.45	5.62	6.25	6.48	2.1	
Y	18	23	20	18	21	35	29	28	40	49	8.6	2.2	3.1	38	45.10	44.06	—	
Ho	0.35	0.43	0.39	0.36	0.52	0.73	0.58	0.59	0.66	0.61	0.25	0.073	0.11	1.04	1.34	1.25	0.50	
Er	1.1	1.3	1.3	1.1	1.6	2.2	1.8	1.9	2.0	2.0	0.83	0.19	0.32	3.21	3.70	3.97	1.4	
Tm	0.17	0.21	0.17	0.16	0.26	0.31	0.25	0.27	0.30	0.29	0.14	0.033	0.056	0.45	0.56	0.57	0.22	
Yb	1.1	1.5	1.2	0.9	1.7	2.2	1.7	1.8	2.1	2.0	0.96	0.24	0.38	2.63	3.64	3.76	1.5	
Lu	0.18	0.25	0.2	0.13	0.25	0.35	0.3	0.30	0.34	0.34	0.16	0.033	0.053	0.37	0.54	0.63	0.24	
La/Yb	7.27	7.33	7.25	11.11	5.29	8.18	8.24	8.33	6.67	5.60	9.06	14.58	7.63	17.45	13.69	13.40	7.67	
La/La*	1.35	1.31	1.38	1.07	0.86	1.21	1.21	1.42	1.69	2.47	0.82	0.92	0.84	0.94	1.05	1.01	1.15	
Ce/Ce*	0.73	0.78	0.72	0.82	0.87	0.67	0.74	0.66	0.33	0.34	0.94	0.99	0.92	0.77	0.78	0.76	0.59	
Eu/Eu*	1.08	1.13	0.94	0.97	1.16	1.03	1.04	1.00	0.93	0.95	0.77	0.72	0.76	0.88	1.11	1.14	0.95	
Y/Y*	1.98	1.98	2.01	1.78	1.50	1.88	1.96	1.80	2.38	3.22	1.28	1.05	1.11	1.25	1.24	1.23	1.79	
(La/Yb) <sub>SN</sub>	0.54	0.54	0.54	0.82	0.39	0.60	0.61	0.62	0.49	0.41	0.67	1.08	0.56	1.29	1.01	0.99	0.57	
(Gd/Yb) <sub>SN</sub>	0.77	0.73	0.76	1.32	0.85	0.77	0.82	0.77	0.66	0.73	0.72	1.06	0.48	1.71	1.20	1.15	0.89	
Gd/Gd*	1.01	1.31	0.98	1.08	1.09	0.93	1.00	0.89	1.15	1.32	1.01	1.11	0.97	1.10	0.98	1.21	1.04	

Примечание. Состав обр. AG-27b, по данным [Bogoch et al., 1999]. La/La\* = La<sub>SN</sub>/(3Pr<sub>SN</sub> - 2Nd<sub>SN</sub>); Ce/Ce\* = Ce<sub>SN</sub>/(0.5La<sub>SN</sub> + 0.5Nd<sub>SN</sub>); Eu/Eu\* = Eu<sub>SN</sub>/(0.5Sm<sub>SN</sub> + 0.5Gd<sub>SN</sub>); Gd/Gd\* = Gd<sub>SN</sub>/(2Tb<sub>SN</sub> - Dy<sub>SN</sub>); Y/Y\* = Y<sub>SN</sub>/(0.5Dy<sub>SN</sub> + 0.5Ho<sub>SN</sub>). Расчеты произведены по [Bolhar et al., 2004].

<sup>1</sup> Морской мел (маастрихт, формация гареб).

Таблица 3. Минеральные ассоциации паралав, обогащенных смектитами цементирующих масс и битуминозных мелов площади Наби Муса (по данным рентгенофазового анализа, оптической и сканирующей электронной микроскопии)

Минерал	Формула	Паралавы					Цементирующая масса 226, 227, 228	Битуминозный мел 10
		12C	12D	YV-197	21	24		
Ранкинит	Ca <sub>3</sub> [Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ]	■	■	■	—	—	—	—
Мелилит	(Ca,Na) <sub>2</sub> (Al,Fe,Mg)[(Si,Al) <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ]	●●	●●	●●	●	●	—	—
Параволластонит	Ca <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>9</sub> (2M)	—	—	—	■	—	—	—
Псевдоволластонит	α-Ca <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>9</sub>	●	●	●	—	—	—	—
Волластонит	β-Ca <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>9</sub>	●	●	●	●	●●	—	—
Ларнит	β-Ca <sub>2</sub> [SiO <sub>4</sub> ]	●	●	●	—	—	—	—
Куспидин	Ca <sub>4</sub> [Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ] <sub>2</sub> F <sub>2</sub>	●	●	●	●	—	—	—
Нагельшмидтит	(Na,K) <sub>2-2x</sub> Ca <sub>5+x</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>4-x</sub> (SiO <sub>4</sub> ) <sub>x</sub>	●	●	●	●	—	—	—
Флюорапатит	Ca <sub>10</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>6</sub> F <sub>2</sub>	●	●	●	—	—	—	—
Флюорэлластадит	Ca <sub>10</sub> [(PO <sub>4</sub> ),(SO <sub>4</sub> ),(SiO <sub>4</sub> ) <sub>6</sub> ] <sub>2</sub> F <sub>2</sub>	—	—	—	●	●	—	—
Тi-андрадит	Ca <sub>3</sub> (Fe <sup>3+</sup> ,Ti) <sub>2</sub> [Si <sub>3-x</sub> (Fe <sup>3+</sup> ,Al) <sub>x</sub> O <sub>12</sub> ]	●	●	●	●	●	—	—
Гематит	α-Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	●	●	●	—	—	—	—
Этtringит	Ca <sub>6</sub> Al <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> (OH) <sub>12</sub> ·26H <sub>2</sub> O	●	—	—	●	●	—	—
Кристобалит	SiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	●●	—	—
Гидросиликаты кальция	nCaO · mSiO <sub>2</sub> · xH <sub>2</sub> O	—	—	—	—	●●	—	—
Тоберморит	Ca <sub>5</sub> [Si <sub>6</sub> O <sub>16</sub> ](OH) <sub>2</sub> ·4H <sub>2</sub> O	—	—	—	●	●●	—	—
Кальцит	CaCO <sub>3</sub>	●	●	●	●	●	●●●	■
Барит	Ba(SO <sub>4</sub> )	●	●	●	—	—	—	—
Гипс	Ca(SO <sub>4</sub> )·2H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	●●	●
Смектит	—	—	—	—	—	—	●	—
Кварц	SiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	●●	●

Примечание. Относительные количества минеральных фаз: ■ > 30 об. %; ●●● — 10—30 об. %; ●● — 5—10 об. %; ● < 3 об. %.

газов, ни протечками минерализованных вод. Они сохранились в тонкодисперсной массе преимущественно кальцитового состава, заполняющей пространство между глыбами кампанских кремней (обр. 226, 227, 228) (см. рис. 4). Согласно данным рентгеновской дифрактометрии, слоистые силикаты в этих пробах представлены смешанной иллит-смектитом с преобладанием смектитовых слоев. В этой массе также присутствуют железистые охры, гипс и кварцевый песок (фракция 0.15—0.10 мм). Гипс образует мельчайшие кристаллиты, что указывает на его образование в гипергенных условиях. Кальцит отчасти также является поздним и на отдельных участках цементирует рыхлую массу. Вероятнее всего, его следует отнести к разряду продуктов карбонатизации пустынных грунтов типа каличе [Холодов, 2007].

**Кварцевые арениды группы курнуб.** В эрозийном окне Макхтеш Катан обнажаются верхние 50 м толщи нижнемеловых нубийских песчаников, перекрытых сеноманскими морскими карбонатами. Здесь на разных уровнях разреза были отобраны пять проб кварцевых аренидов массой 0.5 кг каждая. Составы трех типичных проб были затем использованы при построении геохимических моделей.

Образец 242 был взят в кровле толщи и представляет собой слабосцементированный кварцевый аренид, пропитанный гидроксидами железа. Песчаный материал хорошо сортирован, 99 % пробы составляют кварцевые зерна (< 0.25 мм). Проба наиболее богата акцессорными минералами (< 0.1 мм). Преобладают ильменит (~ 60 %), рутил (~ 30 %) и циркон (~ 10 %) разнообразной морфологии и различной степени окатанности. Зеленовато-бурый турмалин (дравит) присутствует в виде единичных сильноокатанных зерен.

Образец 243 взят в 10 м ниже по разрезу. Это слабосцементированный, мелкозернистый (фракция 0.5—0.15 мм составляет 90 % пробы) кварцевый аренид с низким содержанием тяжелой фракции (0.25—0.1 мм). В ней доминирует ильменит и темно-красный рутил, обычен дравит. Во фракции < 0.1 мм наряду с ильменитом и рутилом присутствует циркон. Зерна апатита, шерла, кианита и сфена единичны.

Образец 244 взят в 50 м ниже кровли пласта. Кварцевый аренид среднелкозернистый (фракция 0.5—0.25 мм около 40 %), слабосцементированный, пропитанный гидроксидами железа. Тяжелой фрак-

Таблица 4. Химический состав (мас. %) типичных пирометаморфических пород формации хагурим (MZ)

Компонент	Слуриитовые породы				Ларнитовые породы							Клинопироксен-анортитовые роговики					
	S-121-1	S-139-2	S-144-1	R4	M4-215	M4-217	M4-218	M5-30	M5-31	M5-32	CONCR	2	520-f	W-7	5201	5207	
SiO <sub>2</sub>	7.62	3.91	8.83	14.20	26.84	25.88	27.07	24.93	26.10	24.52	26.50	25.20	43.73	43.19	43.36	44.43	
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.00	0.07	0.30	0.38	0.38	0.45	0.39	0.43	0.41	0.47	0.50	0.72	0.75	0.80	0.77	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.13	0.45	2.85	6.60	12.47	11.68	12.47	11.70	12.14	11.73	11.64	9.80	21.92	21.48	21.37	21.39	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.84	0.21	1.65	2.60	2.21	4.49	3.40	4.55	5.81	4.56	4.51	4.50	7.12	7.21	6.22	5.97	
MnO	0.00	0.00	0.00	Н.п.о.	0.13	0.15	0.13	0.14	0.14	0.13	0.14	<0.01	0.15	0.14	0.03	0.03	
MgO	1.63	0.31	0.57	1.00	0.70	0.93	0.75	0.82	0.82	0.51	0.71	14.90	1.73	1.85	3.86	4.04	
CaO	49.40	52.60	53.54	53.20	52.21	51.91	51.12	53.64	51.33	52.82	51.12	17.00	20.80	21.72	18.56	18.20	
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0.17	0.20	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	1.60	0.03	0.10	1.63	0.91	
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.10	0.17	0.45	0.27	0.09	0.48	0.86	0.49	0.20	0.68	0.41	1.28	1.34	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.52	0.13	3.36	1.00	2.49	2.25	2.27	2.31	2.07	2.62	2.58	3.90	0.70	0.73	0.72	0.69	
П.п.п.	38.82	42.55	28.57	18.90	2.36	1.75	2.05	1.30	0.62	1.85	1.82	19.50	2.58	2.46	3.07	2.15	
Сумма	100.02	100.18	99.61	99.00	99.96	99.87	99.98	99.87	99.94	100.01	99.98	99.90	100.16	100.04	100.13	99.66	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0.15	0.12	0.32	0.46	0.46	0.45	0.46	0.47	0.47	0.48	0.44	0.39	0.50	0.50	0.49	0.48	

Компо- нент	Мелилитовые роговики										Клинопироксен-анортитовые паралавы									
	G-4-3h	G-2	G-2-2h	G-4-2h	DSR-E	h-07-19-3	h-07-92-5	h-07-92-1	h-07-92-2	h-40-1	13	5200	5206	5207	5208	Y-10-1	Y-10-2	Y-10-4		
SiO <sub>2</sub>	30.88	31.46	29.41	31.88	34.49	19.97	24.50	25.33	25.67	32.17	24.60	48.41	47.63	46.07	49.35	48.99	48.63	49.02		
TiO <sub>2</sub>	1.00	1.26	1.22	0.69	0.91	0.22	0.52	0.31	0.25	0.58	0.29	0.82	0.84	0.82	0.85	0.85	0.84	0.86		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.88	13.90	9.66	11.82	13.83	9.30	14.61	13.62	13.75	15.44	10.10	24.82	24.12	22.75	25.11	25.53	25.26	25.75		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.99	6.72	5.10	5.98	5.75	1.80	5.20	5.36	5.20	8.51	4.00	5.84	6.99	6.17	7.22	6.97	7.33	7.87		
MnO	0.11	0.10	0.11	0.11	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	<0.01	0.03	0.03	0.03	0.15	0.14	0.14	0.15		
MgO	0.81	0.97	0.73	0.60	0.90	0.97	1.67	1.44	1.90	0.63	0.60	2.60	2.78	3.62	1.96	2.01	2.04	1.93		
CaO	40.73	41.24	48.19	41.07	39.70	48.67	46.87	41.24	41.04	35.53	45.80	14.02	13.33	16.64	11.73	11.51	11.09	10.57		
Na <sub>2</sub> O	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.24	0.34	0.52	0.51	0.43	0.30	0.75	0.78	0.67	0.46	0.46	0.83	0.93		
K <sub>2</sub> O	0.21	0.44	0.29	0.24	0.82	0.07	0.76	0.42	0.60	0.37	0.20	1.63	2.28	1.75	2.60	2.23	2.68	1.99		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.22	1.14	1.98	2.38	1.50	2.67	1.22	2.32	2.36	2.13	2.90	0.56	0.53	0.63	0.57	0.52	0.51	0.50		
П.п.п.	6.55	3.30	3.87	5.76	2.49	15.06	3.33	8.48	7.76	4.64	10.90	0.40	0.80	1.14	0.00	0.82	0.68	0.45		
Сумма	100.38	100.53	100.56	100.53	100.50	98.97	99.02	99.03	99.04	100.11	99.70	99.88	100.11	100.29	100.00	100.03	100.03	100.02		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0.38	0.44	0.33	0.37	0.40	0.47	0.60	0.54	0.54	0.48	0.41	0.51	0.51	0.49	0.51	0.52	0.52	0.53		

Примечание. Н.п.о. — ниже предела обнаружения. 1—3 — площадь MZ Даб-Свага, Иордания; 4 — площадь MZ Нахаль Айалон, Израиль [Gross et al., 1967]; 5—11, 13—26, 28—34 — бассейн Хагурим, Израиль; 5—11 — характеристику образцов см. [Шарыгин и др., 2008], 15, 16, 28—31 — [Vapnik et al., 2007], 17, 20, 26 — [Сокол и др., 2008]; 12, 27 — площадь Наби Муса, Израиль, характеристику образцов см. [Sokol et al., 2010].

ции (0.25—0.1 мм) мало, в ней преобладает ильменит. Обильны фрагменты кристаллов красного и черного рутила. Количество слабоокатанных кристаллов циркона не превышает 10 %. Темно-зеленые и черные зерна окатанного турмалина единичны.

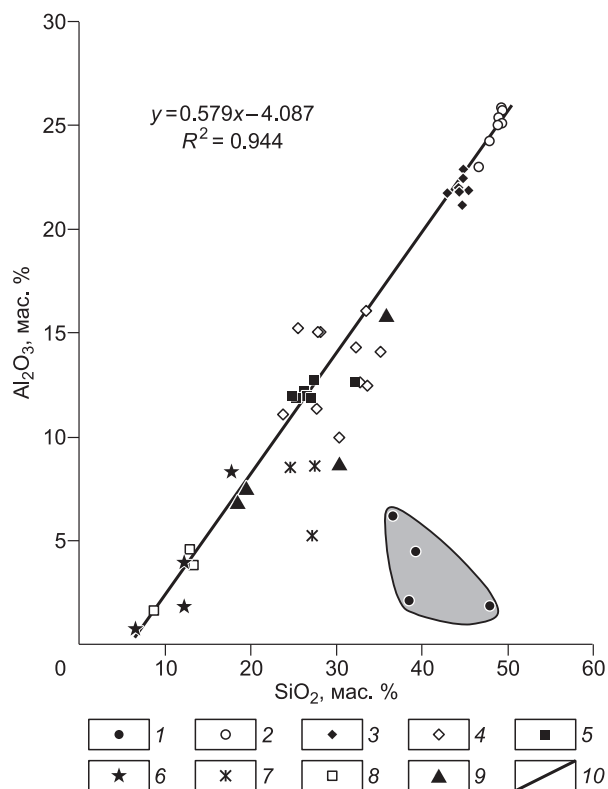
**Клинопироксен-анортитовые роговики** — продукты метаморфизма мергелистого протолита. Ранее нами [Vapnik et al., 2007; Сокол и др., 2008; Sokol et al., 2010, 2011] было показано, что в условиях глубокой переработки пород грязевулканических построек МЗ минерализованными водами петрохимические и геохимические характеристики мергелистого протолита наилучшим образом сохраняются только в случае их глубокого пирогенного преобразования. На площади Хатрурим продуктами обжига мергелей являются мелилитовые и клинопироксен-анортитовые роговики. В мелилитовых роговиках концентрация  $Al_2O_3$  составляет 9—15 мас. %,  $K_2O$  — не более 0.4 мас. % (табл. 1, 4). В клинопироксен-анортитовых роговиках эти величины выше (мас. %):  $Al_2O_3 = 20—22$  и  $K_2O = 0.4—1.3$ . На этом основании именно клинопироксен-анортитовые роговики были выбраны в качестве «мергелистого конечного члена» для построения геохимической модели смешения. В данной работе были использованы составы свежих криптокристаллических роговиков, образующих валы мелких грязевых вулканов в бассейне Хатрурим (обр. h-28-2, h-28-3, h-28-4). Наряду с глиноземистым диоксид-геденбергитом и анортитом ( $An_{85-99}Ab_{1-6}Or_{0-11}$ ) они содержат подчиненные количества титаномагнетита, гематита, ильменита, ортоклаза ( $An_3Ab_6Or_1$ ) и апатита. Поздние минералы представлены цеолитами, гидрогранатом и кальцитом [Сокол и др., 2005; 2008; Vapnik et al., 2007].

### ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

В составе **битуминозных мелоподобных пород** площади Наби Муса содержание CaO в пересчете на сухой остаток достигает 80 мас. %. По сравнению с PAAS (постархейских глинистых сланцев Австралии [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]) эти породы обогащены только  $Na_2O$  (в 1.8 раза) и  $P_2O_5$  (в 30 раз) (см. табл. 1). Повышенные концентрации Na, вероятно, обусловлены слабой гидротермальной переработкой толщи, а фосфора — обилием фосфоритовых горизонтов и рассеянного апатита в верхнемеловых морских осадках Левантийского бассейна [Abed et al., 2005].

**Кварцевые ареныты** площади Макхтеш Катан содержат (мас. %):  $SiO_2 = 98.3—99.55$  и  $Al_2O_3 = 0.31—0.68$ . Концентрация в них  $TiO_2$  пропорциональна количеству ильменита и рутила в тяжелой фракции, достигая максимума (0.27 мас. %) в обр. 242.

Все ранее изученные **пирогенные породы** формации хатрурим (спурритовые мраморы, ларнитовые, мелилитовые и клинопироксен-анортитовые роговики) являются продуктами метаморфизма мергелисто-карбонатного протолита [Gross, 1977; Bogoch et al., 1999; Сокол и др., 2005, 2008; Techer et al., 2006; Vapnik et al., 2007; Шарыгин и др., 2008; Sokol et al., 2010, 2011]. Суммарное содержание в них CaO,  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  равняется 85—95 мас. % (в пересчете на сухой остаток) (см. табл. 1, 4). Количество  $MgO$  обычно варьирует от 1 до 4 мас. %,  $Fe_2O_3$  — от 0.5 до 9 мас. %. Принадлежность протолитов всех вышеназванных пирогенных пород к одной литологической линии наглядно иллюстрирует график зависимости  $SiO_2—Al_2O_3$  (рис. 6). Концентрации  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  связаны прямой пропорциональностью с высоким коэффициентом корреляции ( $R^2 = 0.944$ ;  $N = 37$ ). Минимальные содержания слоистых сили-



**Рис. 6. Отношение  $Al_2O_3/SiO_2$  в пирогенных породах и специфических осадках МЗ в сравнении с морскими мелами.**

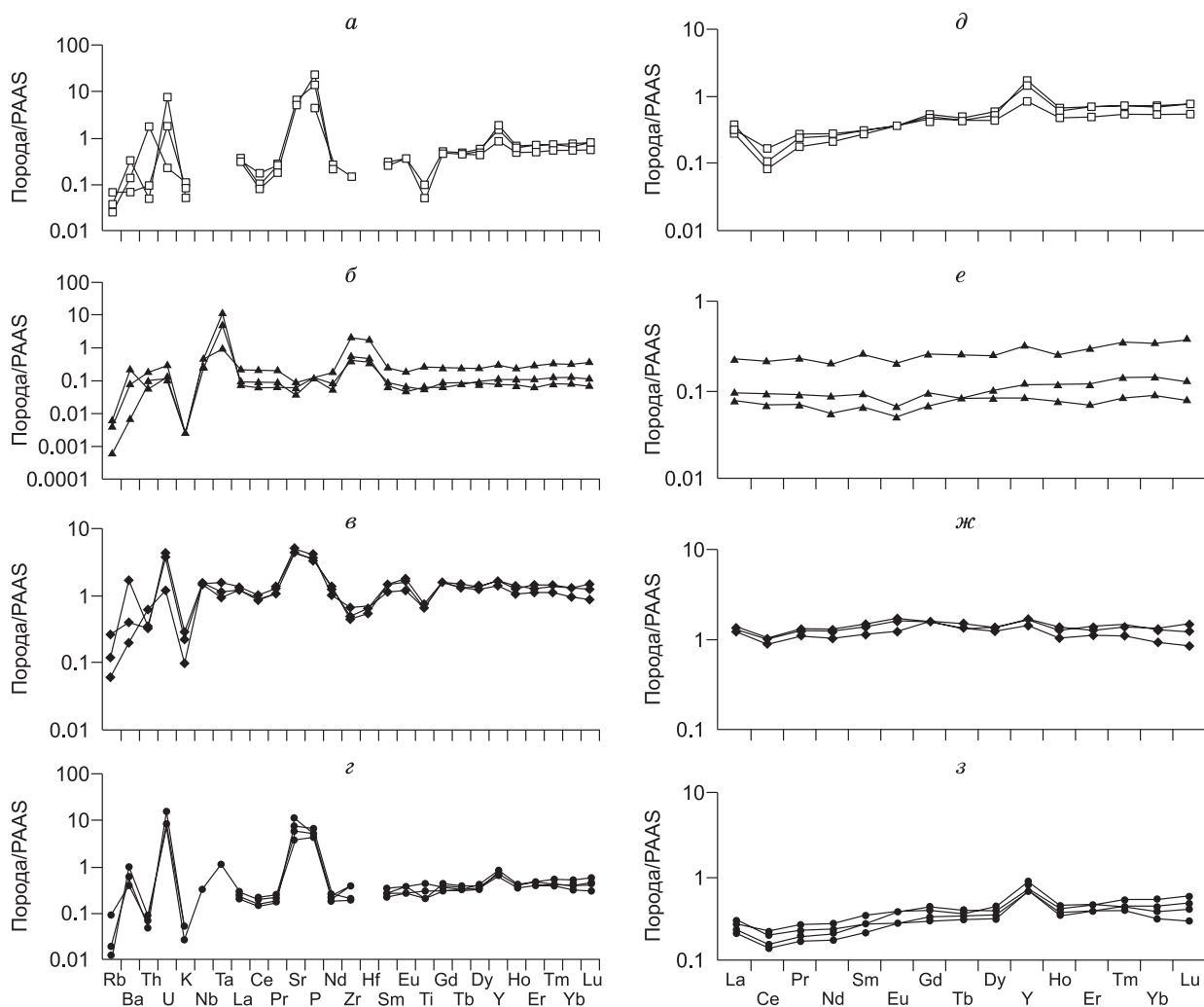
1 —  $CaSiO_3$ - и  $Ca_2SiO_4$ -нормативные паралавы; 2 — клинопироксен-анортитовые паралавы; 3 — клинопироксен-анортитовые роговики; 4 — мелилитовые роговики; 5 — ларнитовые породы; 6 — спурритовые породы; 7 — цементующая гипс-кальцитовая масса, содержащая смектиты и кварцевый песок; 8 — битуминозные мела площади Наби Муса; 9 — маастрихтские морские мела (формация гареб); 10 — график регрессии  $Al = f(Si)$  для всех вышеназванных пород (за исключением  $CaSiO_3$ - и  $Ca_2SiO_4$ -нормативных паралав). 1—8 — по данным авторов (см. табл. 4); 9 — по данным [Bogoch et al., 1996].

катов и, как следствие,  $Al_2O_3$  (0.5—6.6 мас. %) характерны для мелов и продуктов их метаморфизма — спурритовых пород; максимальные (21—26 мас. %  $Al_2O_3$ ) — для клинопироксен-анортитовых паралав и роговиков. Угол наклона этой линии контролируется  $SiO_2/Al_2O_3$  отношением в главном слоистом силикате протолита — смектите (монтмориллоните) [Techer et al., 2006], а смещение относительно начала координат — количеством примеси терригенного кварца в осадке.

**Паралавы** постройки Наби Муса обладают уникальным химическим составом и не имеют аналогов ни среди осадочных, ни среди пирогенных пород формации хатрурим (см. табл. 1, 4; рис. 6). Суммарное содержание в них CaO и  $SiO_2$  составляет 71—91 мас. %. Они обеднены прочими петрогенными компонентами (за исключением фосфора) в сравнении со всеми ранее изученными паралавами [Cosca et al., 1989; Сокол и др., 2005; Grapes et al., 2009; Шарьгин и др., 2009; Grapes, 2011]. Отличительной чертой этих пород также является аномально низкое  $Al_2O_3/SiO_2$  отношение, свидетельствующее в пользу участия дополнительного источника кремнеземистого материала в их протолите.

### ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Содержания редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах формации хатрурим и в осадках мелового возраста приведены в табл. 2. При анализе распределения в них микроэлементов было использовано нормирование по среднему составу постаршейских глинистых сланцев Австралии (PAAS) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Распределение наиболее информативных элементов иллюстрирует рис. 7, а—з. В левой части спайдер-диаграмм расположены наиболее подвижные при вторичных преобразованиях



**Рис. 7. Мультиэлементные спектры (а—з) и спектры распределения редкоземельных элементов и Y (д—з), нормированные к составу PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]:**

а, д — для битуминозных мелов площади Наби Муса; б, е — кварцевых аренифов площади Макхтеш Катан; в, ж — клинопироксен-анортитовых роговиков бассейна Хатрурим; з, з —  $CaSiO_3$ - и  $Ca_2SiO_4$ -нормативных паралав постройки Наби Муса.



литофильные элементы с большими ионными радиусами, далее — наименее подвижные высокозарядные элементы, PЗЭ и Y в порядке уменьшения степени несовместимости. Особенности распределения PЗЭ показаны на рис. 7, д—з.

Мультиэлементные спектры **битуминозных мелов** площади Наби Муса имеют сложную конфигурацию. В целом концентрации микроэлементов растут слева направо, увеличиваясь в 4 раза (от 0.2 до 0.8 содержаний в PAAS), что типично для карбонатных морских осадков [Bau, Dulsky, 1996]. Для этих мелов характерны минимумы содержаний Rb, K, Ce и Ti ( $< 0.1$  PAAS). Поскольку концентрации Nb, Ta, Zr, Hf ниже предела обнаружения, их отношения к PAAS не были определены численно. На всех спектрах присутствуют ярко выраженные положительные аномалии Sr и P (от 6 до 23 значений концентраций в PAAS). Концентрация Y в изученных образцах приближается к таковой в PAAS. Содержания Th и U широко варьируют. Дифференциация мультиэлементных спектров обусловлена присутствием в битуминозных мелах биогенных фосфатов, в частности, апатита (концентрирующего U, Sr, P) [Bogoch et al., 1999; Sokol et al., 2010] и рассеянного органического вещества, способного связывать Th и в меньшей степени U [Pollack et al., 2009]. Конфигурация спектров PЗЭ типична для глин [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] и, следовательно, определяется пелитовой компонентой осадка.

Распределение PЗЭ + Y в битуминозных мелах (см. табл. 2) характеризуется следующими аномалиями: La/La\* (положительная, 1.7—2.2), Ce/Ce\* (отрицательная, 0.3) и Y/Y\* (положительная, 2.2—2.9). Кроме того, эти породы обеднены легкими и средними PЗЭ по отношению к тяжелым PЗЭ ( $(Gd/Yb)_{SN} = 0.7$ ;  $(La/Yb)_{SN} = 0.5$ ). Эти особенности распределения PЗЭ указывают на аккумуляцию осадков в морской среде [Bau, Dulsky, 1996; Bolhar et al., 2004]. Вместе с тем битуминозные мела площади Наби Муса на порядок богаче PЗЭ в сравнении с туронскими известняками — типичными морскими карбонатами Левантийского бассейна [Möller et al., 2003].

**Кварцевые арены группы курнуб** обладают однотипными дифференцированными мультиэлементными спектрами (см. рис. 7, б). Они обеднены большинством рассматриваемых микроэлементов, концентрации которых составляют 0.1—0.3 от уровня PAAS. Минимальные содержания свойственны Rb ( $< 0.01$ —0.001) и K ( $\sim 0.001$ ). Концентрации Nb, Zr и Hf приближаются к таковым в PAAS. Титан связан прямыми корреляционными зависимостями с Nb, Zr, Hf, Y и Yb. Содержание Ti и Zr в кварцевых аренах пропорционально количеству тяжелой фракции.

Спектры распределения PЗЭ + Y в образцах 242 и 244 имеют положительный наклон и характеризуются ростом концентраций тяжелых PЗЭ ( $(La/Yb)_{SN} = 0.6$ ;  $(Gd/Yb)_{SN} = 0.5$ —0.7) (см. рис. 7, е). Отмечены небольшие отрицательные аномалии по лантану ( $La/La^* = 0.8$ ) и церию ( $Ce/Ce^* = 0.9$ ) и положительная — по иттрию ( $Y/Y^* = 1.1$ —1.3) (см. табл. 2). Спектр обр. 243 не дифференцирован, отношения  $(La/Yb)_{SN}$  и  $(Gd/Yb)_{SN}$  близки к единице. Характер распределения PЗЭ + Y в песчаниках подобен PAAS (за исключением Eu), однако их абсолютные содержания на порядок ниже. Для кварцевых аренов типична отрицательная Eu/Eu\* аномалия (0.7). Такой характер распределения PЗЭ в песчаниках и отмеченные выше положительные корреляции между Zr, Hf, Y, Yb и Ti указывают на преимущественное концентрирование PЗЭ в минералах тяжелой фракции — ильмените, рутиле и цирконе. Неоднородность их распределения в разрезе толщи курнуб, а также переменные соотношения между самими минералами внутри индивидуальных прослоев задают значимые различия в концентрациях редких элементов и PЗЭ между конкретными образцами.

**Клинопироксен-анортитовые роговики** (см. рис. 7, в) обладают однотипными дифференцированными мультиэлементными спектрами. Концентрации в них Rb и K составляют всего 0.1—0.3 от таковых в PAAS. Породы обогащены Sr и P в 3—5 раз по сравнению с PAAS. Концентрации U и Ba варьируют существенно, иногда превышая PAAS. Содержания Zr, Hf и Ti во всех изученных образцах ниже уровня их концентраций в PAAS (0.6). Содержания прочих элементов находятся в узком диапазоне и превышают соответственные величины для PAAS в 1.2—1.5 раза. Распределение PЗЭ + Y почти ровное, слабодифференцированное:  $(La/Yb)_{SN} = 1.0$ —1.3;  $(Gd/Yb)_{SN} = 1.1$ —1.7 (см. рис. 7, ж). Спектр не имеет выраженных Eu и La аномалий, но характеризуется отрицательной Ce/Ce\* (0.76) и положительной Y/Y\* (1.2) аномалиями. Подобная картина распределения микроэлементов отражает смешанную природу их протолита — мергелистых осадков.

**Паралавы** в целом обладают сходными мультиэлементными спектрами, которые укладываются в узкий интервал концентраций (см. рис. 7, з, э). Все изученные образцы наследуют от пород протолита характерные отрицательные аномалии содержаний крупноионных элементов — Rb (0.01), K (0.05) и Th (0.06) и положительные аномалии содержаний Sr, P и U, превышение которых над PAAS является 4—16-кратным. Во всех образцах паралав (за исключением обр. 12С) пары P—Sr и P—U связаны прямой корреляцией, что свидетельствует о присутствии в их протолите биогенного апатита.

Прямая корреляция в парах Ti—Y и Ti—Yb указывает на то, что тяжелые PЗЭ концентрируются в Ti-содержащих минералах, а их главным источником выступают кварцевые арены. Концентрации Ca и Yb, напротив, связаны отрицательной корреляцией, поскольку с ростом доли карбонатного вещества в

сложном протолите паралав содержание тяжелых РЗЭ уменьшается. Слабые положительные аномалии отмечаются для Ва и Y, достигая в обр. 12D значений 0.7—0.9 от PAAS. Концентрации всех прочих элементов в паралавах ниже, чем в PAAS (0.2—0.4) и увеличиваются слева направо вдвое, что отражает доминирование морских мелов и подчиненную роль пелитовой компоненты в протолите.

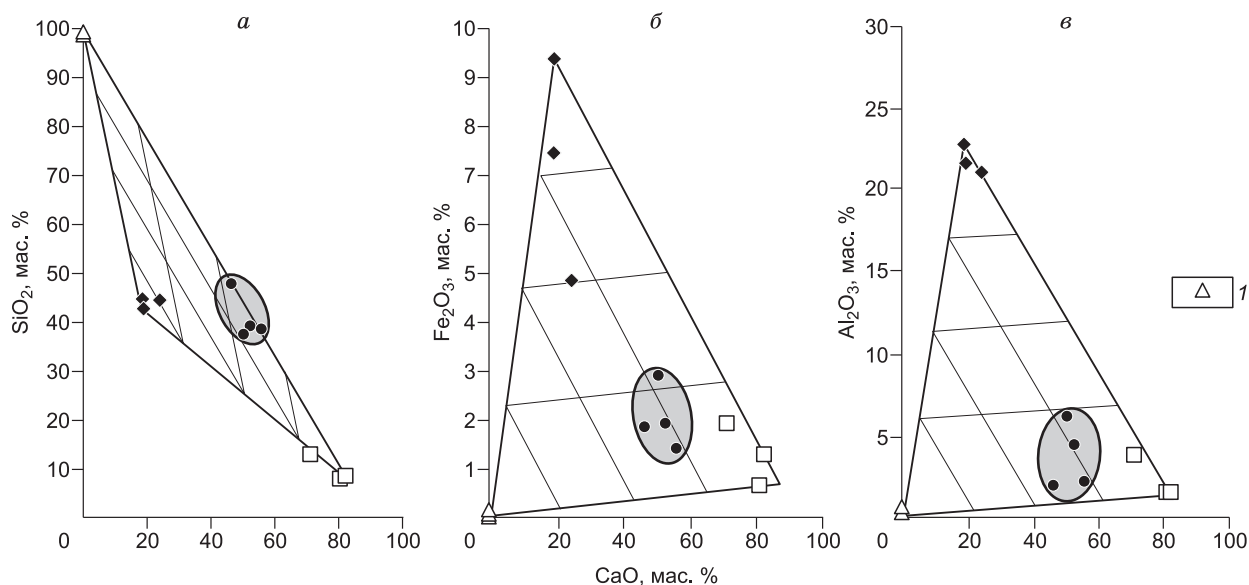
Распределения РЗЭ и Y в паралавах (см. рис. 7, з; табл. 2) обладает всеми типичными признаками, указывающими на участие осадков морского генезиса в их протолитах [Bolhar et al., 2004]. К их числу относятся: положительная La/La\* аномалия (1.3 для обр. 12C, 12D, YV-197 и 1.1 для обр. 21); отрицательная Ce/Ce\* аномалия (0.7—0.8); положительная Y аномалия (1.8—2.0); обеднение легкими и средними РЗЭ по отношению к тяжелым РЗЭ ((Gd/Yb)<sub>SN</sub> = 0.7 для обр. 12C, 12D, YV-197 и 1.3 для обр. 21; отношение (La/Yb)<sub>SN</sub> = 0.5 для обр. 12C, 12D, YV-197 и 0.8 для обр. 21).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Реконструкция протолита паралав на базе петрохимических данных.** Состав осадочного протолита, продуктом плавления которого являются исследованные паралавы, был реконструирован по методике [Grapes et al., 2009]. На первом этапе для составов пород, пересчитанных на сухой остаток, были построены графики зависимости концентраций SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (как общее железо) от содержания CaO (рис. 8). Из графиков очевидно, составы всех паралав могут быть с высокой точностью промоделированы как комбинация материала морских карбонатных осадков (источник CaO), кварцевых аренитов (источник SiO<sub>2</sub>) и мергелей, практически целиком обеспечивающие баланс Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а также часть CaO.

Состав Ca<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>-нормативных паралав (обр. 12C, 12D, YV-197) может быть удовлетворительно представлен как результат плавления смеси мелов, мергелей и кварцевых аренитов в пропорции 55—60; 10—14 и 27—32 % соответственно. Для CaSiO<sub>3</sub>-нормативной паралавы (обр. 21) аналогичное соотношение составляет 53 % (мел), < 5 % (мергель), 44 % (кварцевый аренит). Составы цементирующей массы из мелких диатрем сходны с составами Ca<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>-нормативных паралав. В момент извержения они представляли собой мергелисто-карбонатную массу с 25—35 % кварцевого песка.

Таким образом, паралавы, расположенные на глубине 20 м от поверхности постройки (и судя по степени вторичных преобразований, наиболее древние, обр. 21), возникли в результате локального плавления материала выбросов, содержащего около 40 мас. % кварцевого песка. В протолите паралав из кластера 12, расположенных выше (на глубине 7 м), и, вероятно, более молодых доля кварцевого материала снижается до 30 мас. %. В цементирующей массе поздних диатрем, завершающих эксплозивную деятельность постройки Наби Муса, она сохраняется практически такой же (25—35 мас. %).



**Рис. 8.** Диаграммы в координатах SiO<sub>2</sub>—CaO (а), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—CaO (б), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—CaO (в), иллюстрирующие модель трехкомпонентного смешения осадков (мел + кварцевый песчаник + мергель), для CaSiO<sub>3</sub>- и Ca<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>-нормативных паралав древнего грязевого вулкана Наби Муса.

1 — кварцевые арениты. Остальные усл. обозн. см. на рис. 6.

### Численное моделирование протолита паралав на базе петрогеохимических характеристик.

Выполненные расчеты (см. рис. 8) позволили определить усредненный состав протолита, при плавлении которого возникли паралавы древнего грязевого вулкана Наби Муса: битуминозный мел — 60 %; кварцевый аренит — 30 %; мергель — 10 %. Этот состав и был выбран в качестве первого модельного приближения (модель I) для дальнейших петрогеохимических реконструкций. Удовлетворительную сходимость реального и модельного (I) составов изученных паралав наглядно иллюстрирует рис. 9, *a*.

Затем на базе модели I был рассчитан микроэлементный модельный состав паралав. Из рис. 9, *б* очевидна хорошая сходимость модельного и реального составов паралав по Sr, P, Zr, Hf и легким РЗЭ. Вместе с тем для Rb, Ba, K, U, Th, Ta и Ti приближение модели I нельзя признать удовлетворительным. Расхождения наиболее просто объяснить для U, Th, Ta и Ti, связав их с локальными неоднородностями протолитов — битуминозных мелов (источника U и Th) и кварцевых аренитов (источника Ta и Ti). Однако наиболее существенно модельный состав I и реальный состав паралав разнятся по содержанию средних и тяжелых РЗЭ. Здесь уместно напомнить, что отличительной чертой битуминозных мелов площади Наби Муса, выбранных в качестве одного из конечных членов в модели смешения I, является их значительное (на порядок) обогащение всеми РЗЭ (и в особенности средними и тяжелыми) в сравнении с морскими карбонатными осадками, лишенными органической компоненты (см. рис. 7, *e*).

Поэтому на следующем этапе уточнения модельного состава паралав в расчеты был включен еще один тип протолита, а именно морской мел, лишенный органической компоненты и обедненный вследствие этого всеми вышеназванными микроэлементами. В скорректированной модели II были использованы данные [Frimmer et al., 2006], характеризующие все разнообразие морских мелов и демонстрирующие близость их микроэлементного состава. Эти данные были дополнены результатами [Möller et al., 2003] по РЗЭ составу мел-палеогеновых морских известняков районов Иудеи и Самарии. Добавление 30 % такой породы вместо ее обогащенного органикой аналога (с высоким содержанием РЗЭ) существенно приблизило модельный состав паралав к реальному (см. рис. 9). На базе модели II удалось добиться наилучшего приближения к реальному макроэлементному составу паралав, в частности, обеспечить удовлетворительную сходимость по  $P_2O_5$ ,  $K_2O$  и  $Na_2O$ , содержания которых при расчетах по модели I были завышены (см. рис. 9, *a*). Эта же модель обеспечивает и наилучшее приближение по составу РЗЭ + Y к среднему составу паралав (см. рис. 9, *б*).

**Сценарий развития постройки Наби Муса.** Основу древней грязевулканической постройки Наби Муса составляет смешанный материал нижележащего мелового осадочного разреза. На начальном этапе формирования постройки происходило спокойное истечение углеводородов и излияние маловязкой массы с преобладанием перетертых и обводненных мелов, точный уровень выноса которых не опре-

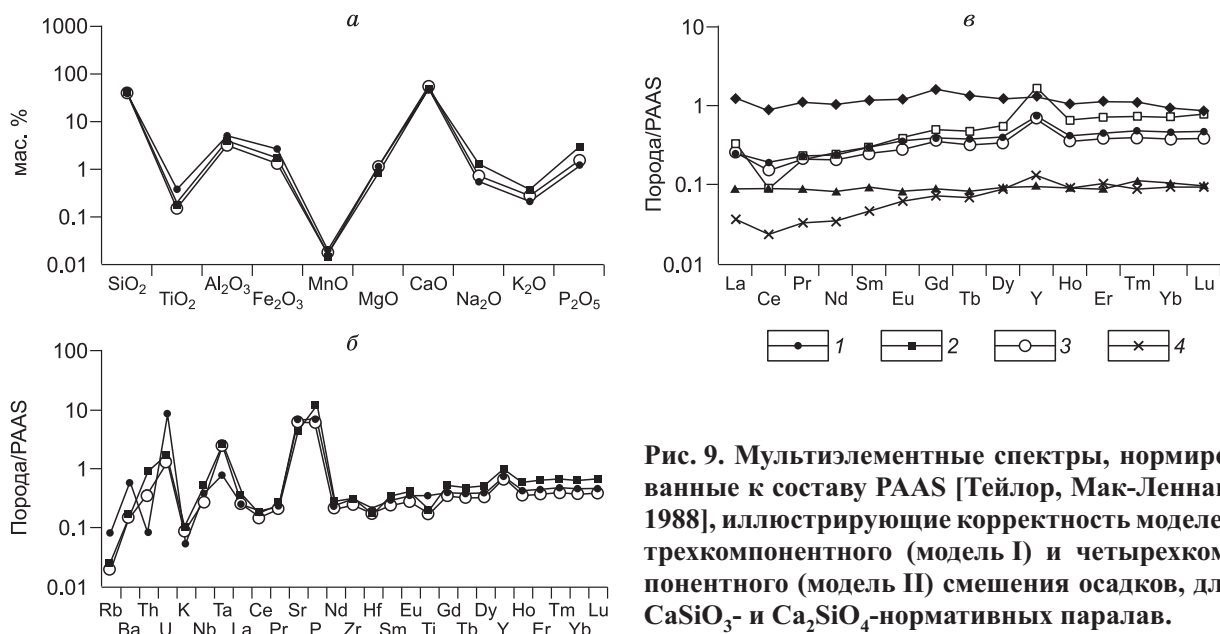


Рис. 9. Мультиэлементные спектры, нормированные к составу PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], иллюстрирующие корректность моделей трехкомпонентного (модель I) и четырехкомпонентного (модель II) смешения осадков, для  $CaSiO_3$ - и  $Ca_2SiO_4$ -нормативных паралав.

*a* — петрогенные, *б* — редкие, *в* — редкоземельные элементы. 1 — паралавы, 2 — модель I, 3 — модель II, 4 — морские известняки. Модельный состав I (мас. %): битуминозный мел — 60, кварцевый песчаник — 30, мергель — 10; модельный состав II (мас. %): битуминозный мел — 30; мел, лишенный органического наполнения — 30; кварцевый песчаник — 30; мергель — 10. Состав морских туронских известняков по данным [Möller et al., 2003]. Усл. обозн. см. на рис. 6.

делен. Эти продукты слагают так называемую «грязевую подушку» в основании постройки. Отсутствие пирогенных пород в низах разреза указывает на накопление этого осадка в водной среде. Л. Пикард [Picard, 1931] первым предположил, что битуминозные породы площади Наби Муса сформировались в процессе преобразования обогащенного углеводородами рыхлого осадка при участии бактериальных сообществ. Позднее это предположение подтвердилось в ходе исследования иорданских площадей формации хатрурим [Fourcade et al., 2007].

Радикальное изменение геометрии постройки — формирование поверх плоской грязевой подушки конического холма — произошло на следующем этапе ее становления, когда вязкость продуктов извержений резко возросла. Преобладающим стал эксплозивный выброс крупнообломочного материала, количество которого достигало 50 об. %. Выброс преимущественно осуществлялся через крупные кратерные воронки — первоначально через восточную (сейчас целиком преобразованную), а позднее — через западную (главную). В среднем—позднем плейстоцене (> 0.8 млн лет) вулкан трансформировался в надводный. В пользу этого свидетельствует появление на нижнем и среднем уровнях разреза постройки многочисленных очагов пирогенных пород [Sokol et al., 2010]. Преобладание ларнитовых, браунмиллеритовых и спурритовых метакарбонатных пород указывает на то, что и на этой стадии извержения в материале твердых выбросов преобладали мелы, известняки и высококарбонатные мергели. Геохимические характеристики осадков этого типа крайне невыразительны [Sokol et al., 2010], что не позволяет реконструировать на их основе конкретные уровни выноса вещества. Вместе с тем высокая сохранность грубообломочного материала в брекчиях главной воронки дала возможность непосредственно идентифицировать характерные туронские известняки и доломиты, кампанские кремни, а также высококарбонатные мергели (группы иудея). Глубина залегания этих пород в ненарушенном разрезе не превышает 300 м.

Кварцевые арениты, песчаный материал, а также  $\text{CaSiO}_3$ - и  $\text{Ca}_2\text{SiO}_4$ -нормативные паралавы обнаружены пока только в кратерных воронках, где локализованы на разных уровнях. Это указывает на неоднократное подключение газового потенциала песчаных толщ (их минимальная глубина расположения составляет 1350—1550 м) к мощным выбросам взрывного типа. Петрохимические реконструкции показали, что доля материала кварцевых аренитов в протолите пород постройки Наби Муса достигала 25—40 %. Таким образом, извержения этого палеовулкана характеризовались нарастающей интенсивностью эксплозий и смещением зоны поражения в более древние толщи. Проработка в ходе серии извержений двух сближенных воронок, диаметр которых в современном срезе составляет 60—80 м, указывает на преимущественное скопление и движение газов вдоль единого подводящего канала вулкана, с высокой вероятностью приуроченного к разрывному нарушению и/или являющегося его продолжением.

Подобный сценарий извержения является типовым для крупных современных грязевых вулканов, локализованных в нефтегазоносных областях [Рахманов, 1987]. В рамках этого сценария для этапа проработки канала характерны относительно слабые извержения, в которых задействованы газы и воды верхнего осадочного комплекса. В нашем случае им оказался комплекс туронских водоносных карбонатов (трещинные коллекторы). Следующий этап (эксплозивной активности) обеспечивают мощные взрывы газа, скопившегося под экранами в более древних, зачастую терригенных, толщах. В ситуации палеовулкана Наби Муса — это нижнемеловые песчаники, перекрытые маломощными пачками глинистых осадков.

Согласно современным представлениям [Gardosh et al., 2008], в истории развития Левантийского бассейна неоднократно создавались оптимальные условия и формировались геологические структуры, благоприятные для аккумуляции углеводородов. На континенте к их числу принадлежит, в частности, Иудейский палеограбен, к северо-восточной тектонической границе которого непосредственно приурочена постройка Наби Муса. В пределах Иудейского грабена перспективными на обнаружение углеводородов наряду с триасовыми и юрскими ловушками признаны стратиграфические ловушки в карбонатных и терригенных толщах мелового возраста.

Авторы глубоко признательны за научные консультации и обсуждение проблем, поднятых в статье, д. г.-м.-н. О.М. Туркиной (ИГМ СО РАН) и д. г.-м. н. В.И. Москвину (ИНГГ СО РАН). Мы также выражаем свою искреннюю благодарность рецензентам — д. г.-м. н. В.А. Попову (ИМ УрО РАН) и к. г.-м. н. В.В. Шарыгину (ИГМ СО РАН) — за ценные замечания и общую редакцию рукописи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 09-05-00285) и гранта Президента РФ для государственной поддержки молодых российских ученых — кандидатов наук (МК-6750.2010.5).

#### ЛИТЕРАТУРА

**Ковалевский С.А.** Грязевые вулканы южного Прикаспия (Азербайджана и Туркмении). Баку, Азгостоптехиздат, 1940, 200 с.

**Рахманов Р.Р.** Грязевые вулканы и их значение в прогнозировании нефтегазоносности недр. М., Недра, 1987, 174 с.

- Сокол Э.В., Максимова Н.В., Нигматулина Е.Н., Шарыгин В.В., Калугин В.М.** Пирогенный метаморфизм / Ред. Г.Г. Лепезин. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, 284 с.
- Сокол Э.В., Новиков И.С., Вапник Е., Шарыгин В.В.** Горение газов грязевых вулканов как причина возникновения высокотемпературных пирометаморфических пород формации Хатрурим (район Мертвого моря) // Докл. РАН, 2007, т. 413, № 6, с. 803—809.
- Сокол Э.В., Новиков И.С., Затеева С.Н., Шарыгин В.В., Вапник Е.** Пирометаморфические породы спуррит-мервинитовой фации как индикаторы зон разгрузки залежей углеводородов (на примере формации Хатрурим, Израиль) // Докл. РАН, 2008, т. 420, № 1, с. 104—110.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 379 с.
- Холодов В.Н.** Каличе — карбонатное пограничное новообразование // Литология и полезные ископаемые, 2007, № 3, с. 273—285.
- Шарыгин В.В., Сокол Э.В., Вапник Е.** Минералы псевдобинарной серии перовскит—браунмиллерит в пирометаморфических ларнитовых породах формации Хатрурим (Израиль) // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (10), с. 943—964.
- Шарыгин В.В., Сокол Э.В., Белаковский Д.И.** Фаялит-секанинитовые паралавы Раватского угольного пожара (Центральный Таджикистан) // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (8), с. 910—932.
- Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В., Заячковский А.А.** Поведение несовместимых элементов в процессе ультравысокобарического метаморфизма (на примере пород Кокчетавского массива) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 485—498.
- Abed A.M., Arouri K.R., Boreham C.J.** Source rock potential of the phosphorite-bituminous chalk-marl sequence in Jordan // Mar. Petrol. Geol., 2005 v. 22, p. 413—425.
- Avnimelech M.** Remarks on the occurrence of unusual high-temperature minerals in the so-called “Mottled Zone” complex of Israel // Isr. J. Earth Sci., 1964, v. 13, p. 102—110.
- Bar O., Gvirtzman Z., Zilberman E., Feinstein Sh.** The development of the continental margin of central and southern Israel from Early Mesozoic formation to Late Tertiary reshaping: the role of tectonic and sedimentary processes in structural and morphological evolution of a continental shelf. Jerusalem, Geol. Serv. Isr., 2008, 80 p.
- Bau M., Dulski P.** Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa // Prec. Res., 1996, v. 79, 37—55.
- Bentor Y.K., Vroman A.** The geological map of Israel on a 1:100000 scale. Series A — The Negev, Sheet 16: Mount Sedom (with explanatory text). Geol. Surv. Isr., 1960, 117 p.
- Bentor Y.K., Gross S., Heller L.** High-temperature minerals in non-metamorphosed sediments in Israel // Nature, 1963, v. 199, p. 478—479.
- Bogoch R., Gilat A., Yoffe O., Ehrlich S.** Rare earth trace element distributions in the Mottled Zone complex, Israel // Isr. J. Earth Sci., 1999, v. 48, p. 225—234.
- Bolhar R., Kamber B.S., Moorbath S., Fedo C.M., Whitehouse M.J.** Characterisation of Early Archaean chemical sediments by trace element signatures // Earth Planet. Sci. Lett., 2004, v. 222, p. 43—60.
- Burg A., Starinsky A., Bartov Y., Kolodny Y.** Geology of the Hatrurim Formation (“Mottled Zone”) in the Hatrurim basin // Isr. J. Earth Sci., 1991, v. 40, p. 107—124.
- Burg A., Kolodny Ye., Lyakhovsky V.** Hatrurim-2000: the “Mottled Zone” revisited, forty years later // Isr. J. Earth Sci., 1999, v. 48, p. 209—223.
- Connan J., Nissenbaum A.** The organic geochemistry of the Hasbeya asphalt (Lebanon): comparison with asphalts from the Dead Sea area and Iraq // Org. Geochem., 2004, v. 35, p. 775—789.
- Cosca M.A., Essene E.J., Geissman J.W., Simmons W.B., Coates D.A.** Pyrometamorphic rocks associated with naturally burned coal beds, Powder River Basin, Wyoming // Amer. Miner., 1989, v. 74, p. 85—100.
- Fleischer L., Varshavsky A.** A lithostratigraphic database of oil and gas wells drilled in Israel. Jerusalem, Ministry of National Infrastructure, Oil and Gas Unit, 2002, 280 p.
- Fourcade S., Trotignon L., Boulvais P., Techer I., Elie M., Vandamme D., Salameh E., Khoury H.** Cementation of kerogen-rich marls by alkaline fluids released during weathering of thermally metamorphosed marly sediments. Part I: Isotopic (C, O) study of the Khushaym Matruk natural analogue (Central Jordan) // Appl. Geochem., 2007, v. 22, p. 1293—1310.
- Frimmel H.E.** Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator // Chem. Geol., 2009, v. 258, p. 338—353.

**Gardosh M., Kashai E., Salhov S., Shulman H., Tannenbaum E.** Hydrocarbon explosion in the southern Dead Sea area // *The Dead Sea: the lake and its setting* / Eds. T.N. Niemi, Z. Ben-Avraham, L. Gat. Oxford, Oxford Press, 1996, p. 57—72.

**Gardosh M., Druckman Y., Buchbinder B., Rybakov M.** The Levant Basin offshore Israel: stratigraphy, structure, tectonic evolution and implications for hydrocarbon exploration — revised edition. Jerusalem, Geol. Surv. Isr., 2008, p. 1—119.

**Garfunkel Z.** Internal structure of the Dead Sea Leaky transform (rift) in relation to plate kinematics // *Tectonophysics*, 1981, v. 80, p. 81—108.

**Geological map of Israel.** Scale 1:250000. Northern Sheet. Eds. L.Y. Picard, U. Golani; Southern Sheet / Eds. Y.K. Bentor, A. Vroman, I. Zak. Jerusalem, Geol. Surv. Isr., 1965, sheets 1—2.

**Geological map of Israel.** Scale 1:200000 / Eds. A. Shen, Y. Bartov, M. Rosensaft, T. Weissbort. Jerusalem, Geol. Surv. Isr., 1998, sheets 1—4.

**Gilboa Y., Fligelman H., Derin B.** Zohar-Kidod-Haqanaim fields, Israel, eastern Mediterranean basin // *Structural Traps*, VIII, AAPG Treatise of Petroleum Geology, Tulsa. 1993, v. A-26, p. 129—152.

**Grapes R.** *Pyrometamorphism*. 2nd ed., Berlin, Springer, 2011, 320 p.

**Grapes R., Zhang K., Peng Zh.** Paralava and clinker products of coal combustion, Yellow River, Shanxi Province, China // *Lithos*, 2009, v. 113, p. 831—843.

**Gross S.** The mineralogy of the Hatrurim formation, Israel // *Bull. Geol. Surv. Isr.*, 1977, 80 p.

**Gross S., Mazor E., Sass E., Zak I.** The «Mottled Zone» complex of Nahal Ayalon (Central Israel) // *Isr. J. Earth Sci.*, 1967, v. 16, p. 84—96.

**Gvartzman H., Stanislavsky E.** Palaeohydrology of hydrocarbon maturation, migration and accumulation in the Dead Sea Rift // *Basin Res.*, 2000, v. 12, p. 79—93.

**Hadley D.** Old sandstones new horizons // *Middle East Well Eval. Rev.*, 1991, v. 11, p. 10—26.

**Hall J.K., Krasheninnikov V.A., Hirsch F., Benjamini C., Flexer A.** Geological framework of the Levant. Volume II: the Levantine Basin and Israel. Jerusalem, Historical Productions-Hall, 2005, 826 p.

**Khesin B., Vapnik Ye., Itkis S.** Geophysical evidence of deep hydrocarbon flow in Mottled Zone areas, Dead Sea Transform zone // *Geophysics*, 2010a, v. 75, p. 91—101.

**Khesin B., Vapnik Ye., Itkis S.** Unconventional view of hydrocarbon prospecting in Israel and adjacent areas // *First Break*, 2010b, v. 28, p. 103—109.

**Kolodny Y.** Natural cement factory, a geological story / Ed. J. Skalny. Cement production and use // Conference proceedings sponsored by the Engineering Foundation. U.S. Army Research Office, Ringe, New Hampshire, 1979, p. 203—216.

**Kopf A.J.** Significance of mud volcanism // *Rev. Geophys.*, 2002, v. 40, № 2, p. 1005—1012.

**Möller P., Rosenthal E., Dulski P., Geyer S., Guttman Y.** Rare earths and yttrium hydrostratigraphy along the Lake Kinneret-Dead Sea-Arava transform fault, Israel and adjoining territories // *Appl. Geochem.*, 2003, v. 18, p. 1613—1628.

**Möller P., Rosenthal E., Geyer S., Guttman J., Dulski P., Rybakov M., Zilberbrand M., Jahnke C., Flexer A.** Hydrochemical processes in the lower Jordan valley and in the Dead Sea area // *Chem. Geol.*, 2007, v. 239, p. 27—49.

**Nissenbaum A., Goldberg M.** Asphalts, heavy oils, ozocerite and gases in the Dead Sea Basin // *Org. Geochem.*, 1980, v. 2, p. 167—180.

**Picard L.** *Geological research in the Judean Desert*. Jerusalem, Goldberg Press, 1931, 108 p.

**Pollack G.D., Krogstad E.J., Bekker A.** U—Th—Pb—REE systematics of organic-rich shales from the ca. 2.15 Ga Sengoma Argillite Formation, Botswana: evidence for oxidative continental weathering during the Great Oxidation Event // *Chem. Geol.*, 2009, v. 260, p. 172—185.

**Rosenthal E., Weinberger G., Berkowitz B., Flexer A., Kronfeld J.** The Nubian Sandstone aquifer in the central and northern Negev, Israel: delineation of the hydrogeological model under conditions of scarce data // *J. Hydrology*, 1992, v. 132, p. 107—135.

**Sokol E., Novikov I., Zateeva S., Vapnik Ye., Shagam R., Kozmenko O.** Combustion metamorphic rocks as indicators of fossil mud volcanism: new implications for the origin of the Mottled Zone, Dead Sea rift area // *Basin Res.*, 2010, v. 22, p. 414—438.

**Sokol E.V., Gaskova O.L., Kokh S.N., Kozmenko O.A., Seryotkin Yu.V., Vapnik Ye., Murashko M.N.** Chromatite and its Cr<sup>3+</sup>- and Cr<sup>6+</sup>-bearing precursor minerals from the Nabi Musa Mottled Zone complex, Judean Desert // *Amer. Miner.*, 2011, v. 96, p. 659—674.

**Techer I., Houry H.N., Salameh E., Rassineux F., Claude C., Clauer N., Pagel M., Lancelot J., Hamelin B., Jacquot E.** Propagation of high-alkaline fluids in an argillaceous formation: case study of the Khushaym Matruk natural analogue (Central Jordan) // *J. Geochem. Explor.*, 2006, v. 90, p. 53—67.

**Vapnik Ye., Sharygin V., Sokol E., Shagam R.** Paralavas in a combustion metamorphic complex, Hatrum Basin, Israel // GSA reviews in engineering geology XVIII: geology of coal fires: case studies from around the world / Ed. G.B. Stracher. Colorado, Boulder, 2007, p. 133—153.

**Weissbrod T., Nachmias J.** Stratigraphic significance of heavy minerals in the Late Precambrian-Mesozoic clastic sequence (“Nubian sandstone”) in the Near East // Sediment. Geol., 1986, v. 47, № 3—4, p. 263—291.

**Weissbrod T., Perath I.** Criteria for the recognition and correlation of sandstone units in the Precambrian and Paleozoic-Mesozoic clastic sequence in the near east // J. African Earth Sci., 1990, v. 10, № 1—2, p. 253—270.

**Weissbrod T., Bogoch R.** Distribution pattern and provenance implications of the heavy minerals in Neoproterozoic to Mesozoic siliciclastic successions in the Arabo-Nubian shield and its northern periphery: a review // Develop. Sedimentol., 2007, v. 58, p. 647—676.

**Yoffe O., Nathan Y., Wolfarth A., Cohen S., Shoal S.** The chemistry and mineralogy of the Negev oil shale ashes // Fuel, 2002, v. 81, p. 1101—1117.

**Ziegler M.** Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences // GeoArabia, 2001, v. 6, № 3, p. 445—504.

*Рекомендована к печати 15 июля 2011 г.  
Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию  
31 марта 2011 г.*