

УДК 551.24:552.578

## УГЛЕВОДОРОДЫ В ФУНДАМЕНТЕ ШЕЛЬФА ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ (ВЬЕТНАМ) И СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

© В.Ю. Керимов<sup>1,2,\*</sup>, М.Г. Леонов<sup>3</sup>, А.В. Осипов<sup>1</sup>, Р.Н. Мустаев<sup>1,2</sup>, Ву Нам Хай<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) им. И.М. Губкина, 119991, Москва, Ленинский просп., д. 65

<sup>2</sup>Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, 117997, Москва, ул. Миклухо-Маклая, д. 23

<sup>3</sup>Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

\*e-mail: vagif.kerimov@mail.ru

Поступила в редакцию 28.04.2018 г.; после исправления 9.09.2018 г.; принята в печать 25.09.2018 г.

В статье рассмотрен генезис скоплений углеводородов, расположенных в пределах докайнозойского фундамента шельфа Вьетнама. Показано, что формирование залежей углеводородов приурочено к протрузивным массивам гранитов, испытавшим структурно-тектоническую переработку на этапе проявления прототектоники и постумной (постмагматической) тектоники. Совокупность постумных структурообразующих процессов привела к изменению вязкостных свойств горных пород, к их тектонической и вещественной неоднородности и расслоенности и, как следствие, к вертикальному и латеральному перераспределению в пространстве с образованием гранитных протрузий. Рассмотрены механизмы формирования пустотного пространства и ловушек нефти и газа в пределах протрузий. На основании сходства геохимических характеристик и биомаркерных параметров нефтей и органического вещества в олигоцен-миоценовых отложениях чехла и в породах фундамента, сделан вывод об органической природе нефтей в фундаменте шельфа Вьетнама. Рассмотрены возможные механизмы миграции и аккумуляции углеводородов в породах фундамента. Подтверждено, что формирование залежей углеводородов произошло за счет латеральной и нисходящей миграции углеводородов через контактовые зоны из нефтематеринских толщ олигоценового и миоценового возрастов в кристаллические массивы — в пустоты и зоны повышенной трещиноватости в теле протрузий.

**Ключевые слова:** месторождение углеводородов Белый Тигр, граниты, Кылулонгский бассейн, постумная тектоника, происхождение нефти, прототектоника, протрузии, углеводороды, фундамент, шельф

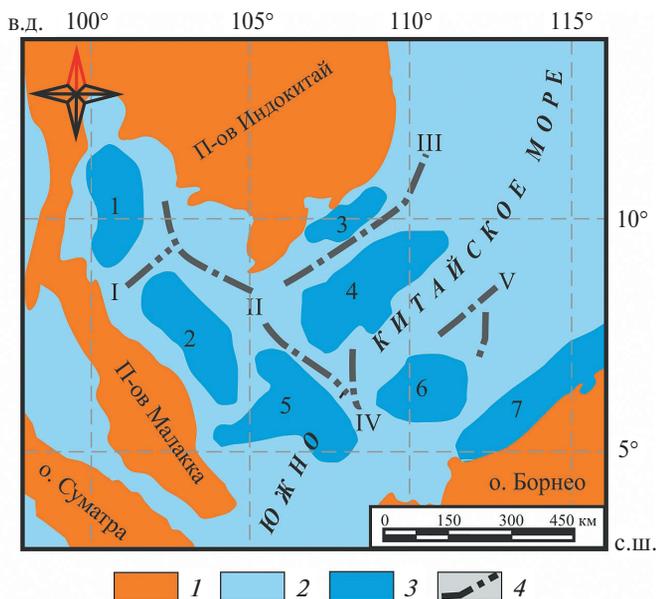
**DOI:** <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019144-61>

### ВВЕДЕНИЕ

В строении Зондского шельфа Южно-Китайского моря, являющегося частью Индосинийско-Зондской межматериковой переходной области, выделяется ряд кайнозойских впадин: Паттани, Малайская, Кылулонгская (или Меконгская), Южно-Коншонская, Саравакская, Западно-Натунская (Анамбасская), Восточно-Натунская). Впадины разделены относительными поднятиями, имеющими различные величину и очертания (рис. 1).

В северо-западной части шельфа у побережья Юго-Восточного Вьетнама расположены Кылулонгский (Меконгский) и Южно-Коншонский прогибы, являющиеся важными нефтегазоносными провинциями, в пределах которых находятся огромные скопления углеводородов в пределах

кристаллического, преимущественно гранитного, фундамента. Изучением геологического строения региона и формирования залежей углеводородов в гранитном фундаменте занимались многие исследователи [2, 3, 5, 6, 7, 8, 41, 45, 56, 60], однако, проблематика происхождения углеводородов, выявления механизма формирования залежей в кристаллических породах, исследования структурно-тектонических особенностей формирования гранитных массивов и способов их выведения в верхние горизонты, остается актуальной. Целью нашей статьи является определение природы нефтей в гранитных массивах фундамента шельфа Южно-Китайского моря (Вьетнам) и создание структурно-тектонической модели формирования скоплений углеводородов в них на основе анализа нового фактического материала.



**Рис. 1.** Схема основных морфоструктурных элементов Зондского шельфа (с использованием данных [3]). 1 — суша; 2 — акватория; 3 — кайнозойские впадины в пределах Зондского шельфа: 1 — Паттани, 2 — Малайская, 3 — Меконгская (Кыулонгская), 4 — Южно-Коншонская, 5 — Западно-Натунская, 6 — Восточно-Натунская, 7 — Саравакская; 4 — оси основных поднятий фундамента: I — Нарават, II — Корат, III — Коншон, IV — Натуна, V — Наныша

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В нашем исследовании использовался геохимический анализ углеводородов и органического вещества пород и численное пространственно-временное бассейновое моделирование, позволившие выявить условия формирования залежей углеводородов в докайнозойском фундаменте на шельфе Южно-Китайского моря (Вьетнам).

Анализ углеводородов проводился методами капиллярной газожидкостной хроматографии и хромато-масс-спектрометрии. Групповой состав определялся методом высокоэффективной жидкостной хроматографии. Определение *n*-алканов и изопернанов нефти производилось методом капиллярной газожидкостной хроматографии с пламенно-ионизационным детектором, с линейным программированием температуры термостата на приборе Bruker (Madison, USA). Разделение углеводородов проводилось на кварцевой капиллярной колонке с привитой силиконовой фазой типа OV-101 длиной 30 м и внутренним диаметром 0.25 мм. Программирование температуры термостата: начало — 80°C, скорость подъема температуры — 4°/мин, конец программы — 320°C. Газ-носитель — водород.

Определение углеводородного состава нефти осуществлялось методом хромато-масс-спектрометрии на приборе Agilent Technologies 6890N/5974C (Santa

Clara, USA) с использованием системы компьютерной обработки данных в режиме Sim с записью ионов *m/z* 191, 177 для терпанов и *m/z* 217 для стеранов и диастеранов, *m/z* 71 для *n*-алканов и изопреноидов. Разделение углеводородов проводилось на кварцевой капиллярной колонке с привитой силиконовой фазой типа OV-101. Хроматографирование велось в режиме температуры: начало — 40°C, скорость подъема температуры — 4°/мин, конец программы — 290°C. Запись спектров проводилась в режиме компьютерной реконструкции хроматограмм по характерным для различных групп углеводородов осколочным ионам. Все спектры сняты при энергии ионизации 70 эВ.

Определение группового состава (насыщенные углеводороды, ароматические углеводороды, смолы и асфальтены) нефти проводилось методом высокоэффективной жидкостной хроматографии на приборе фирмы «Waters» (Milford, USA) с рефрактометрическим детектором. Разделение проводилось на колонке «Energy Analysis (NH<sub>2</sub>)» (Milford, USA). Элюент — *n*-гексан предварительно перегнанный и отфильтрованный на фильтре 0.5 микрон Vullex-SR (Darmstadt, Germany). Скорость элюента 1.5 мл/мин. Асфальтены отделялись последовательно путем разбавления нефти в 40 кратном объеме *n*-гексана и пропускания через фильтр 0.5 микрон Millex Filter (Darmstadt, Germany).

С целью реконструкции хронотермобарических условий возникновения и эволюции очагов генерации углеводородов, восстановления условий их формирования и закономерностей распространения скоплений нефти и газа на шельфе Вьетнама было проведено трехмерное моделирование генерационно-аккумуляционных углеводородных систем с использованием технологии бассейнового моделирования и программного обеспечения PetroMod (Schlumberger, Ltd, USA) [62]. Под генерационно-аккумуляционной системой понимается система природного происхождения, состоящая из очага генерации и всех генетически связанных с ним углеводородов. Эта система включает все необходимые для образования залежей углеводородов в осадочном бассейне элементы такие, как нефтегазоматеринские толщи, породы-коллекторы, флюидоупоры, перекрывающие породы, а также процессы генерации, миграции и аккумуляции углеводородов и образования ловушек [55]. При моделировании углеводородных систем большое значение имеют исходные данные [14, 15, 51, 54], которые включают:

- геометрические характеристики бассейна (структурно-тектонический каркас),
- литолого-фациальную характеристику осадочных комплексов;
- геохимические характеристики нефтегазоматеринских толщ;
- сведения об основных геологических событиях (периоды осадконакопления, перерывы, размывы);

- граничные условия (тепловой поток, палеобатиметрия, температура на поверхности дна палеобассейна).

### ГЕНЕЗИС УГЛЕВОДОРОДОВ В ФУНДАМЕНТЕ

Вопрос происхождения нефти в фундаменте остается дискуссионным. Разносторонний анализ этого вопроса приведен, в частности, в [3, 8, 32, 33]. Большинство исследователей, работающих в регионе, придерживаются мнения о миграции нефти из осадочных отложений олигоцена в трещиноватые зоны выступов фундамента. Другая часть исследователей отводит главную роль глубинному (мантийному?) притоку углеводородов по трещинам тектонического происхождения.

Для получения дополнительных критериев происхождения нефти месторождения Белый Тигр нами был проведен анализ вещественного состава нефти и органического вещества вмещающих пород, в том числе — анализ закономерностей относительного распределения насыщенных углеводородов биомаркеров (н-алканов, изопренанов, стеранов и терпанов) на молекулярном уровне, а также их групповой состав (насыщенные углеводороды, моно-, би- и полиароматические углеводороды, смолы и асфальтены).

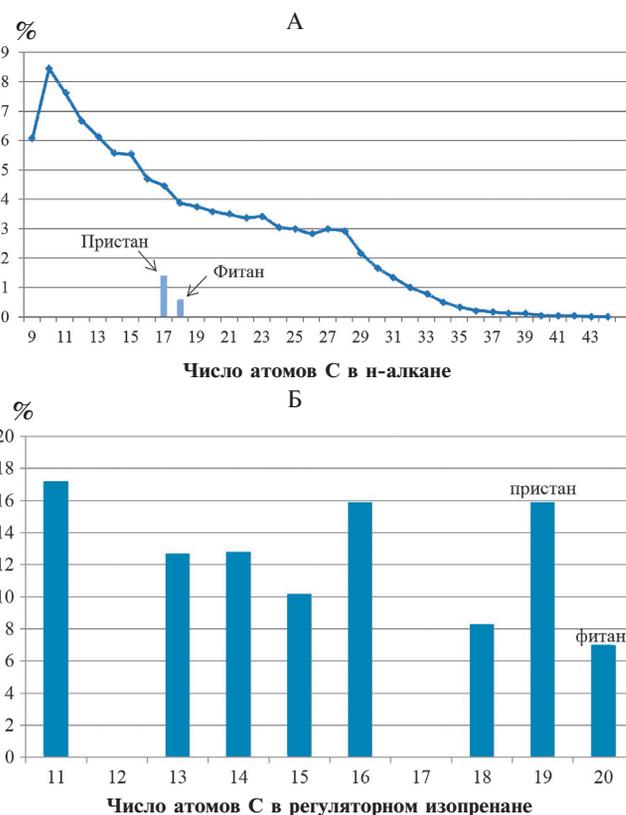
В распределении н-алканов состава  $C_{19}$ – $C_{44}$  в нефти месторождения Белый Тигр (скв. 402) (рис. 2, а) наблюдается их мономодальное распределение с довольно большой относительной концентрацией н-алканов состава  $C_{17}$ – $C_{33}$  и незначительным превалированием н- $C_{23}$ , н- $C_{27}$  и н- $C_{28}$ . Величина отношения  $\frac{n - C_{23} + n - C_{27}}{2n - C_{26}}$

(коэффициент нечетности) несколько выше единицы, что свидетельствует о незначительном влиянии континентального органического вещества на состав нефти.

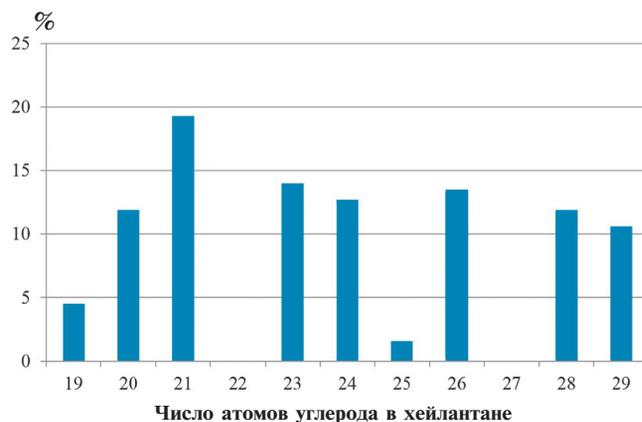
В распределении регулярных изопренанов состава  $C_{11}$ – $C_{20}$  (см. рис. 2, б) выявлено отсутствие регулярных изопренанов состава  $C_{12}$  и  $C_{17}$ , которые не присутствуют ни в одной из исследованных нефтей в мире.

Приведенные результаты свидетельствуют, что отсутствие регулярных изопренанов состава  $C_{12}$  и  $C_{17}$  в нефтях является прямым доказательством органической гипотезы происхождения нефти месторождения Белый Тигр (скв. 402). Генетический показатель — величина отношения пристан (2,6,10,14-тетраметилпентадекан)/фитан (2,6,10,14-тетраметилгексадекан) равна 2.27, что характерно для нефтей прибрежно-морского генезиса.

Отличительной чертой этой нефти являются повышенные содержания хейлантанов ( $X_{19-29} / (X_{19-29} + \Gamma_{27-35}) = 75.4$  — хейлантановый индекс; X — хейлантан, Г — гопан) и неоадиантана (НеоГ<sub>29</sub> / Г<sub>29</sub> = 1.0). Важно отметить и то, что относительное содержание терпанов значительно превалирует над стеранами (Г<sub>30</sub> / Стеран  $C_{29}$  = 6.87). Такая боль-



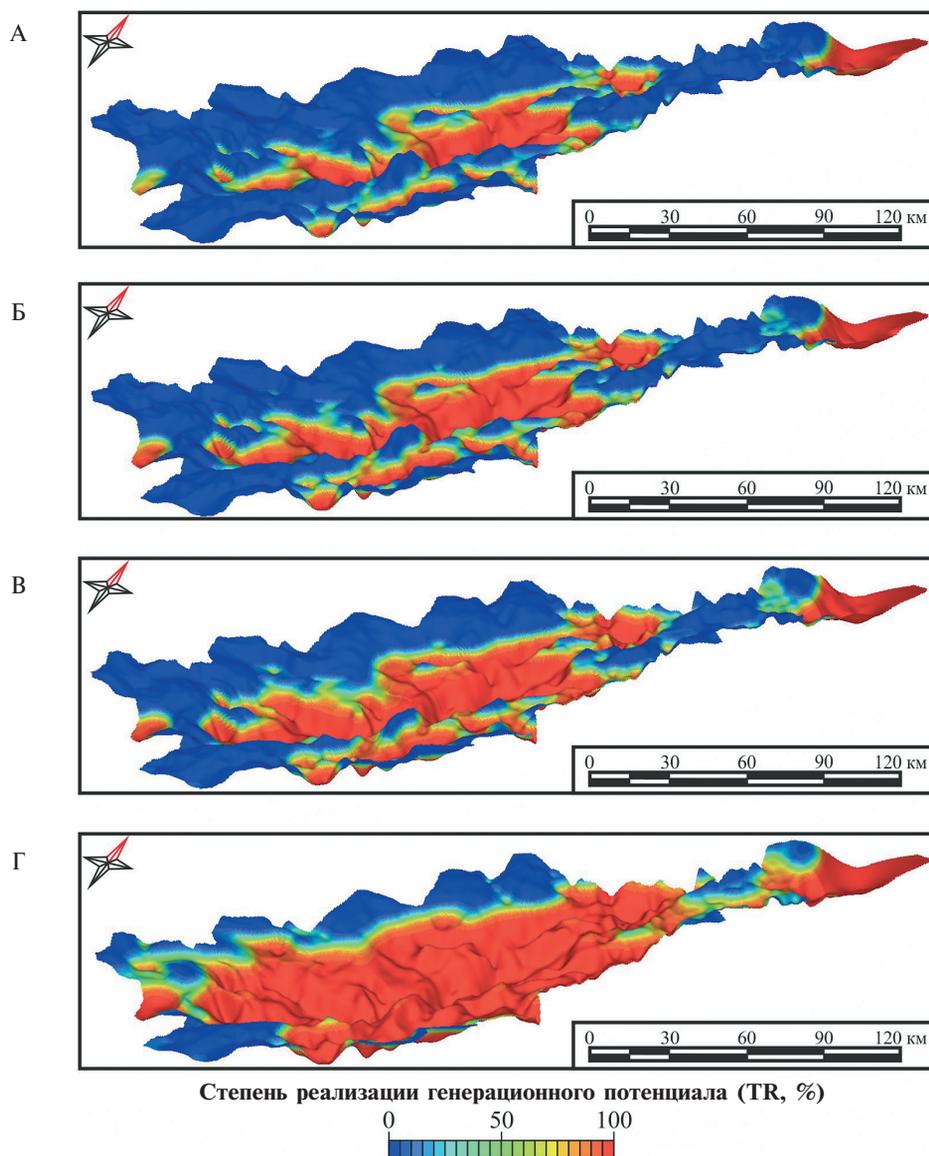
**Рис. 2.** Распределение по данным газо-жидкостной хроматографии: А — н-алканов и изопренанов в нефти месторождения Белый тигр (скв. 402); Б — регулярных изопренанов  $C_{11}$ – $C_{20}$  в нефти месторождения Белый тигр (скв. 402).



**Рис. 3.** Распределение хейлантанов  $C_{19}$ – $C_{29}$  в нефти месторождения Белый Тигр (скв. 402) по данным хромато-масс-спектрометрии.

шая величина отношения терпанов к стеранам свидетельствует о том, что в образовании этой нефти большое участие принимали бактерии [42, 47, 50].

По относительному распределению хейлантанов (трициклических терпанов) состава  $C_{19}$ – $C_{29}$  (рис. 3) очевидно отсутствие хейлантанов состава  $C_{22}$  и  $C_{27}$ . Отсутствие хейлантанов состава  $C_{22}$  и  $C_{27}$  также свидетельствует об органическом происхождении нефти Белый Тигр (скв. 402).



**Рис. 4.** Модели степени превращения керогена в углеводороды в материнских породах нижнего олигоцена.

К началу: А — позднего олигоцена (27 млн лет назад), Б — раннего миоцена (24 млн лет назад), В — среднего миоцена (16 млн лет назад), Г — настоящее время.

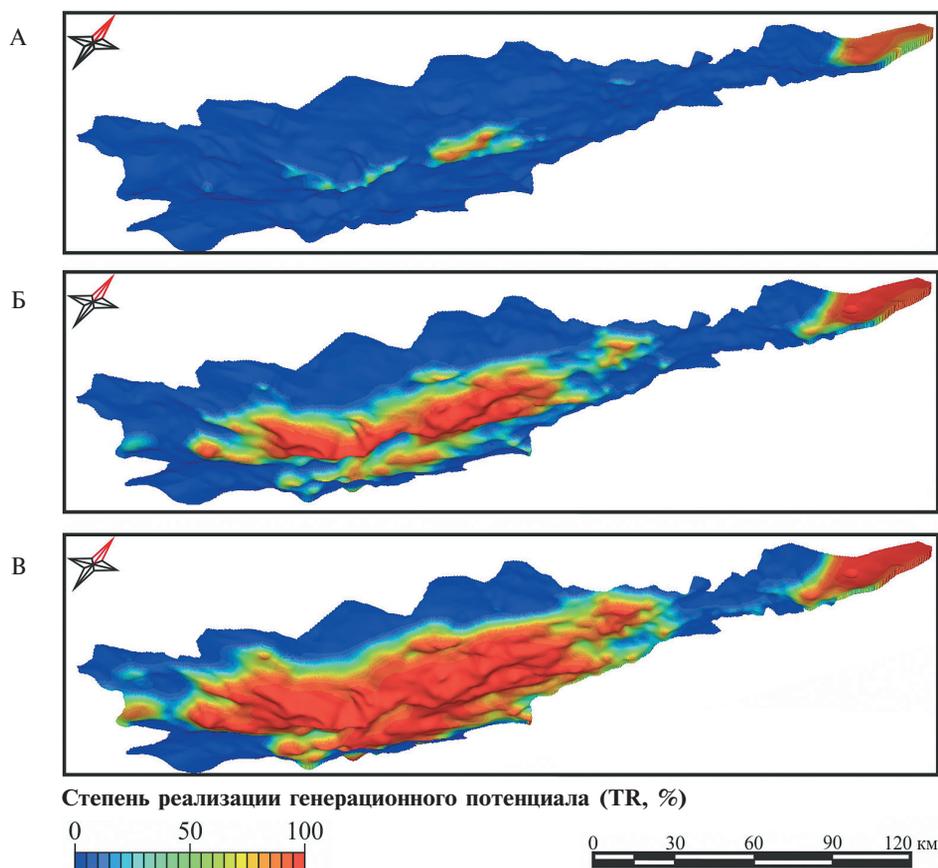
Сравнительная характеристика стеранов  $C_{27}$ – $C_{28}$ – $C_{29}$ , проведенная на основе биомаркерных исследований, позволяет установить коррелятивную связь между нефтью фундамента и породами олигоцен-миоценового возраста, — изучение углеводородов-биомаркеров показало сходство соответствующих параметров нефти и органического вещества в осадочных отложениях.

Трехмерное моделирование углеводородных систем Кылулонгского бассейна свидетельствует, что в настоящее время материнские породы нижнего олигоцена почти достигли максимального значения коэффициента превращения (TR) керогена в углеводороды (свыше 95%) (рис. 4).

Превращение керогена материнских пород нижнеолигоценного возраста в углеводороды началось 30 млн лет назад (к концу раннего олигоцена), на не-

большой площади в относительно глубокой впадине на севере месторождения Белый Тигр. Широкомасштабное превращение керогена в углеводороды материнских пород нижнего олигоцена происходило в начале позднего олигоцена (27 млн лет назад) и достигло максимального значения 24–16 млн лет назад, в период раннего-среднего миоцена.

Превращение керогена в углеводороды материнских пород верхнего олигоцена (рис. 5) определяется, начиная с раннего миоцена (с возраста в 24 млн лет назад), также и на незначительных площадях северной и западной впадин Кылулонгского бассейна. Площадь превращения расширилась около 16 млн лет назад (к началу среднего миоцена) и достигла максимального значения примерно 11 млн лет назад (к началу позднего миоцена). В настоящее время материнские по-



**Рис. 5.** Модели степени превращения керогена в углеводороды в материнских породах верхнего олигоцена. К началу: А — раннего миоцена (24 млн лет назад), Б — позднего миоцена (11 млн лет назад), В — настоящее время.

роды верхнего олигоцена в центральной впадине Кылулонгского бассейна имеют почти максимальный коэффициент превращения (свыше 95%).

Таким образом, полученные данные позволяют на качественно новом уровне подтвердить заключение об органической природе нефти в кристаллическом фундаменте Вьетнамского шельфа. Залегающие в фундаменте углеводороды месторождения Белый Тигр по своим характеристикам ничем не отличаются от нефтей в осадочных толщах олигоцен-миоценового чехольного комплекса, а те, в свою очередь, комплементарны органическому веществу, содержащемуся в осадочных отложениях. Эти данные позволяют нам с достаточной высокой степенью уверенности утверждать, что скопления углеводородов в фундаменте Кылулонгского бассейна находятся во вторичном залегании и что источником их образования служит органическое вещество осадочных продуктивных комплексов олигоценного возраста.

#### ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КЫЛУЛОНГСКОГО БАССЕЙНА

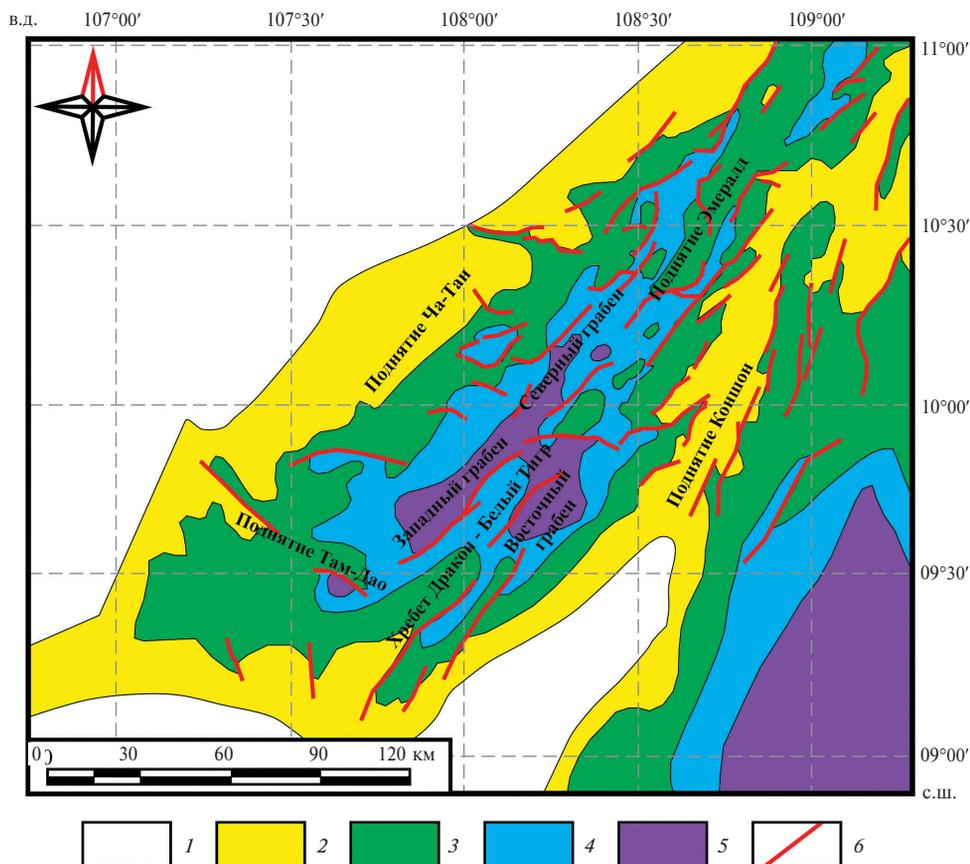
В строении Зондского шельфа, являющегося частью Индосинийско-Зондской межматериковой переходной области (или Индосинийского

срединного массива), выделяется ряд кайнозойских впадин, разделенных относительными поднятиями, и среди них Кылулонгский (Меконгский) прогиб (см. рис. 1, рис. 6, рис. 7).

Параллельно Кылулонгскому прогибу, отделяясь от него подводным Коншонским поднятием, протягивается другой аналогичный бассейн — Южно-Коншонский. Данные бассейны и разделяющее их поднятие имеют торцовое сочленение с системой бассейнов Сиамского залива, которая включает три впадины — Тайскую (Паттани), Малайскую и Пенью. Эти впадины отделены от южно-вьетнамских бассейнов хребтом Карат и имеют простирающиеся ЮЮВ-ССЗ, параллельно структурам Малаккского полуострова.

Территория современного Зондского шельфа претерпела длительную геологическую эволюцию и имеет сложное строение [3, 9, 10, 16, 41, 51, 52, 58], детальное рассмотрение которой не входит в задачу статьи, но мы подчеркнем некоторые особенности строения и эволюции Меконгской впадины и района нефтяного месторождения Белый Тигр.

Фундамент в этой части Зондского шельфа сложен гранитами юрско-мелового возраста и их кислыми дериватами, принадлежащими Восточноазиатскому краевому вулканоплутоническому поясу, а также редкими фрагментами осадочно-метамор-



**Рис. 6.** Основные структурно-тектонические единицы Кыулунгского бассейна и глубина залегания кровли докайнозойского фундамента.

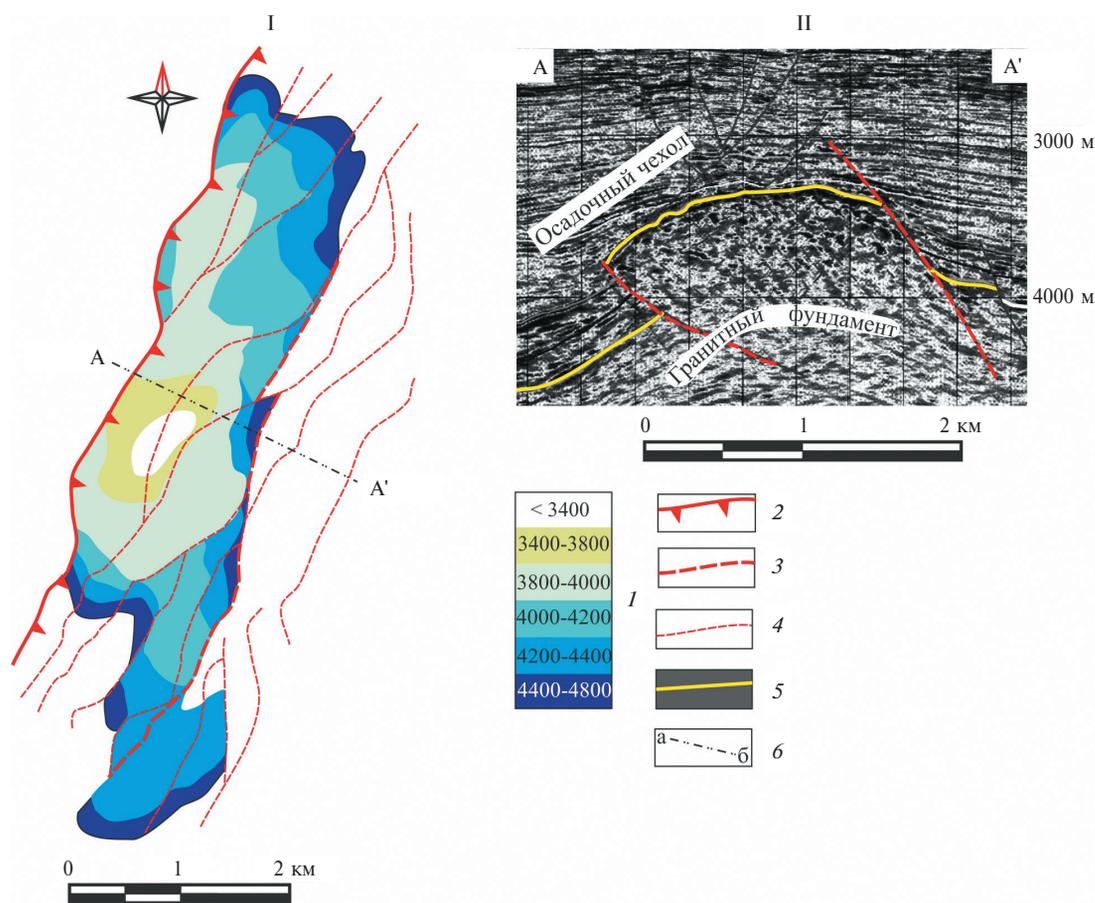
1–5 — глубина залегания кровли фундамента: 1 — < 1000 м, 2 — 1000–2000 м, 3 — 2000–4000 м, 4 — 4000–6000 м, 5 — > 6000 м; 6 — основные разрывные нарушения, выявленные по смещению кровли фундамента (без интерпретации типа дизъюнктива)

фических комплексов, образование и гранитизация которых проходили в различное время. В частности, граниты восточной части Северного блока в среднем-позднем триасе (фаза  $\gamma_1$ , 216–241 млн лет назад) и ранней юре (фаза  $\gamma_2$ , 190–194 млн лет назад), граниты Центрального блока и значительная часть Северного блока сформированы в раннем-среднем мелу (фаза  $\gamma_4$ , 108–148 млн лет назад). Процесс формирования субконтинентальной коры Зондского шельфа, связанный по современными представлениям [3] с аккреционными процессами, начался в самом конце палеозоя и завершился к концу мелового периода, что подтверждается явным преобладанием в фундаменте Зондского шельфа гранитов юрского и мелового возраста. Возможно, в составе фундамента Зондского шельфа присутствуют и фрагменты более древней коры, впечатанные и (или) тектонически внедренные в тело более молодых осадочно-метаморфических пород. Таким образом, оформление консолидированного гранитно-метаморфического слоя в этом регионе происходило в течение верхнего палеозоя-мезозоя, окончательная стабилизация и формирование плиты произошли к концу мела-началу палеоцена. Начиная с эоцена (?)–раннего

олигоцена и до наших дней данная территория представляет собой область подвижного шельфа со сложной морфоструктурой фундамента [2].

На границе мела-палеогена тектонические движения в данном районе привели к деформации поверхности фундамента и усложнению его морфоструктурного облика. Сформировалась система грабенов и разделяющих их приподнятых блоков, ограниченных разрывными нарушениями, в том числе и Кыулунгский прогиб, который является типичным внутрикоровым рифтовым бассейном, возникшим, наряду с другими подобными бассейнами, на восточном склоне Индосинийского срединного массива, сложенного разновозрастными кристаллическими и складчато-метаморфическими докайнозойскими породными комплексами. Позднемезозойские и кайнозойские тектонические события в пределах Зондского шельфа и, в частности, Кыулунгского рифта проявлялись в ослабленном виде, хотя на его северном плече и проявились магматические процессы позднемезозойского и кайнозойского времени.

В кайнозойской истории Кыулунгского бассейна с некоторой долей условности можно выделить три этапа тектонической эволюции:



**Рис. 7.** Структура месторождения Белый Тигр (с использованием данных [58]).

I — Структурная схема поверхности гранитного фундамента. II — поперечный профиль по линии А-А'.

I — глубина залегания поверхности фундамента в метрах; 2—4 — разломы: 2 — главный надвиг, 3 — тыловой сброс, 4 — второстепенные надвиги и сбросы; 5 — поверхность гранитного фундамента; 6 — линия поперечного профиля

- дорифтовый (поздний палеоцен—ранний эоцен),
- синрифтовый (поздний эоцен—олигоцен),
- пострифтовый (миоцен-квартер).

В дорифтовый этап происходили выравнивание рельефа и нивелировка поверхности фундамента, что зафиксировано горизонтом коры выветривания доэоценового возраста. Заложение Кылуонгского рифтогенного бассейна и усложнение структурного плана бассейна с формированием серии грабенов и полуграбенов, вероятно, произошло в позднем палеоцене—эоцене, и не исключено, что в отдельных понижениях (грабенах) присутствуют осадки этого возрастного интервала, фиксируемые данными сейсмических исследований. В это время в понижениях рельефа накапливаются континентальные грубообломочные отложения горных потоков (конгломераты, брекчии, продукты переотложения коры выветривания).

В раннем олигоцене, в условиях континентального рифтогенеза продолжалось накопление грубообломочных фаций, что свидетельствует о значительном расчленении палеорельефа.

Но, уже начиная с середины раннего олигоцена и до конца этого периода, состав отложений становится более тонким и накапливается полифациальная толща континентальных песчаников и алевролитов с прослоями гравелитов и конгломератов, реже известняков и мергелей. Поздний олигоцен характеризуется накоплением полифациальных континентальных песчано-алевритовых отложений, также с прослоями гравелитов, мергелей и известняков. В олигоцене стиль эволюции сохраняется, и все основные структурно-тектонические элементы развиваются унаследовано от ранее возникшего морфоструктурного плана фундамента, что находит отражение в строении разреза отложений олигоцена. Однако влияние морфоструктурного плана фундамента на характер осадконакопления с течением времени уменьшается.

С начала миоцена начинается морская трансгрессия, стиль осадконакопления меняется, и большая часть миоцена проходит под знаком накопления аванделтьовых, прибрежно-морских и мелководно-морских глинисто-алеврито-песчаных, реже карбонатных осадков. Плиоцен и плейстоцен ха-

рактируется накоплением карбонатно-глинистых мелководно-морских и авандельтовых осадков с прослоями песчаников и конгломератов. В миоцен-квартере произошло изменение морфоструктурного облика территории. Начавшееся общее погружение привело к выравниванию дна бассейна, и с тех пор его глубины и морфология не менялись сколько-нибудь существенно до настоящего времени.

Общая мощность осадочного чехла Кыулунгского бассейна в наиболее прогнутых его участках достигает 9000 м. Распределение мощностей кайнозойских осадочных отложений, и, следовательно, расположение прогибов и поднятий контролировалось морфоструктурным планом поверхности фундамента. Поднятия фундамента соответствуют антиклинальные перегибы в отложениях чехла. Прогибы и поднятия развивались унаследовано, с общей тенденцией уменьшения с течением времени амплитуд движения отрицательных и положительных структур. Тем не менее развитие бассейна происходило в непрерывно-прерывистом режиме, о чем свидетельствуют перерывы в осадконакоплении и угловые несогласия внутри нижнего олигоцена, между отложениями олигоцена и нижнего миоцена, миоцена и плиоцена. Мощности осадочных отложений уменьшаются при приближении к поднятиям, частично горизонты чехла выклиниваются, и на поверхность морского дна выходят породы фундамента. В миоцене и квартере интенсивность тектонических движений снижается и наступает морская трансгрессия. Рельеф морского дна выравнивается, и территория шельфа превращается в единый бассейн, разделенный на две плоские седиментационные ванны — Кыулунгскую (Меконгскую) и Южно-Коншонскую.

Современная морфоструктура морского дна Зондского шельфа достаточно проста и несет в себе черты субэарального рельефа. Но в тоже время современная ванна Вьетнамского шельфа отражает морфоструктуру фундамента, которая очень сложна и представляет собой систему прогибов и поднятий первого порядка (см. рис. 1). И в современном рельефе дна бассейна четко обособлены впадины бассейнов Кыулунг и Южный Коншон, которые наследуют прогибы поверхности фундамента, и разделяющее их поднятие Коншон, которому соответствует выступ докайнозойского основания. Прогибы Кыулунг и Южный Коншон в свою очередь также осложнены выступами гранитного фундамента. На основе геологических особенностей, геофизических данных, различий в мощностях осадочного чехла и распределения систем разрывных нарушений, Кыулунгский бассейн можно разделить на несколько морфоструктурных элементов: поднятия Фу Куи и Кыулунг, дифференцированные прогибы Ка-Кой и Бак-Лиену, а также центральная впадина Кыулунг (см. рис. 6, см. рис. 7).

## ТЕКТОНИКА ГРАНИТОВ КЫУЛУНГСКОГО БАССЕЙНА

Центральная, наиболее погруженная часть бассейна Кыулунг осложнена относительным поднятием фундамента (Центральным поднятием), которое состоит из серии поднятий второго порядка, сложенных гранитами и разделенных относительными прогибами, выполненными осадочными породами кайнозойского чехла (см. рис. 6, см. рис. 7). Среди них массивы Белый Тигр, Восточный, Юго-Восточный Дракон, Южный Дракон — Морская Черепаха, Золотой Тунец, Заря (Кыулунг), Топаз, Рубин Белый и Черный Лев, Тамдао и др. К некоторым из них приурочены месторождения нефти, в том числе знаменитые месторождения Белый Тигр [3, 28, 32, 33, 49, 58] и Дракон.

Фундамент Кыулунгского бассейна и, соответственно, ядра поднятий представлены различными гранитоидами — нормальными гранитами, гранодиоритами, лейкодиоритами.

По данным [3, 45], наиболее древними породами, вскрытыми скважинами в фундаменте на месторождении Дракон, являются гнейсы, гранито-гнейсы и амфиболиты (скв. ДР-6 и ДР-8). Эти разности пород перемежаются с гранитами позднего мезозоя и нигде более в фундаменте Зондского шельфа не обнаружены. Изотопный возраст гранито-гнейсов и гнейсов из скв. ДР-6 и ДР-8 имеет значения 90 и 110 млн лет [45]. Возможно, что гранито-гнейсы и гнейсы образовались гораздо раньше, а в меловое время испытали контактное и гидротермальное воздействие, связанное с постмагматическими процессами юрско-мелового тектономагматического цикла.

Гранитоиды, преобладающие в фундаменте Кыулунгской впадины, перекрыты породами олигоценового возраста, возможно, и более древними породами палеогена, что определяет верхний возрастной предел образования гранитоидов. В составе терригенной части пород кайнозоя преобладают обломки гранитоидов, сланцев невысокой степени регионального метаморфизма, кислых эффузивов. Наличие фрагментов этих пород в отложениях чехла свидетельствует об их выходе на поверхность морского дна. По разнообразию пород и их химизму гранитоиды фундамента Кыулунгской впадины наиболее близки к породам комплекса Куэшон, которые по калий-аргоновым определениям имеют возраст 230–290 млн лет (поздний карбон — ранняя пермь) [38]. Сходным с гранитами фундамента Меконгской впадины является также комплекс Динь-Куан позднеюрско-раннемелового возраста. Он сложен гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами с абсолютным возрастом 98–140 млн лет [38]. Цифры определений абсолютного возраста гранитоидов фундамента Меконгской впадины колеблются от раннего карбона до позднего мела.

Приведенные нами определения абсолютного возраста свидетельствуют, что формирование ин-

трузивных тел (гранитов и гранодиоритов) началось в палеозое и продолжалось до мелового времени. Некоторые граниты имеют раннекаменноугольный возраст. Лейкодиориты имеют среднетриасо-раннеюрский возраст, гранодиориты — средне- и позднеюрский, нормальные граниты — меловой. Большая часть гранитоидов внедрилась в средней юре—позднему мелу. Таким образом, граниты фундамента имеют различный состав и разный возраст и в совокупности составляют сложный гетерогенный комплекс. Учитывая интенсивную тектоническую переработку пород фундамента, мы допускаем, что смещение разнотипных и разновозрастных пород связано не только с многоэтапным проявлением магматизма в регионе, но и с тектоническим совмещением различных фрагментов докайнозойского консолидированного слоя.

Поднятие Белый Тигр при ширине  $\approx 6$  км имеет протяженность  $\approx 22$  км (см. рис. 6, см. рис. 7). С западного и восточного бортов оно ограничено разломами. Западный разлом является надвигом, восточный сбросом. Оба разрыва имеют наклон в восточных румбах, и амплитуда смещения по ним достигает 500–600 м [49], по другим оценкам [3, 28] около 700–1000 м. Однако, нужно отметить, что рисунок изогипс по поверхности фундамента в апикальной части массива и на северном и южном периклинальных замыканиях обрисовывает, хотя и нарушенные разломами, но все же сглаженные округлые формы поверхности кровли фундамента (см. рис. 6, см. рис. 7). Аналогичные особенности строения наблюдаются на других месторождениях региона, в частности на месторождении Дракон.

В пределах поднятия Белый Тигр разломно-трещинная тектоника проявлена очень ярко, причем на всех масштабных уровнях (рис. 8). Фундамент нарушен большим количеством разломов и трещин, которые являются одним из ведущих структурных факторов и фиксируются в разрезе до пород нижнего миоцена включительно. Особенно интенсивно разломы проявились в позднем олигоцене. Дизъюнктивные дислокации рассекают породы фундамента и осадочного чехла до среднемиоценовых включительно и играют значительную роль в формировании коллекторов прежде всего в фундаменте и породах олигоцена. Разломы сопровождаются образованием зон повышенной трещиноватости, катаклаза и милонитизации. Трещины имеют самую разнообразную ориентацию. Иногда преобладают вертикальные и субвертикальные трещины, иногда пологие и субгоризонтальные. Порода в зонах трещиноватости превращена в щебенку с величиной обломков 3–8 см. Мощность зон достигает двух и более метров. Зоны катаклаза и милонитизации представлены раздробленными и перетертыми породами мощностью до 10–30 см. Встречены зеркала скольжения. Трещины бывают зияющие, а также заполненные минералами гидротермального происхождения или нефтью (см.

рис. 8). Зоны трещиноватости, которые обладают значительной пустотностью, перемежаются с массивами малопроницаемых пород, т. е. породы имеют брекчиевидно-блоковое строение.

Поверхность гранитных выступов имеет куполообразную форму, и граниты (см. рис. 7) прорывают отложения осадочного чехла вплоть до горизонтов среднего миоцена. В зоне контактов с гранитами отложения чехла вздернуты деформированы и имеют торцовое приращение к телу гранитов. Эти особенности свидетельствуют о тектоническом внедрении гранитов в толщу олигоцен-миоценовых осадков.

Проведенный нами анализ материалов и опубликованных данных [3, 6, 8, 32, 33] по структуре и эволюции северо-восточной части Зондского шельфа и бассейна Кылулонг позволяет заключить следующее:

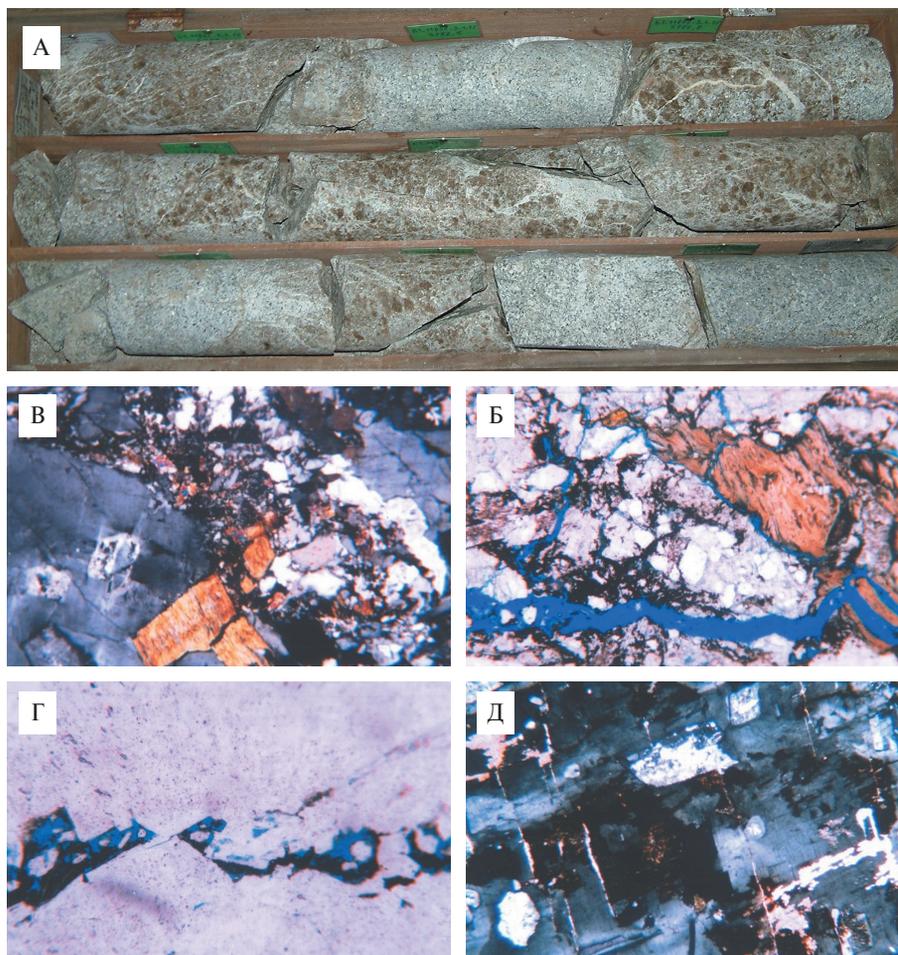
- Заложение бассейна произошло на консолидированной коре Зондского шельфа, сформированной к концу мела, относительно выровненной и перекрытой на отдельных участках корой выветривания.

- Развитие бассейна шло непрерывно-прерывисто в течение всего кайнозоя. Наиболее активный период тектогенеза и формирования инфраструктуры бассейна соответствует позднему олигоцену. В этот период произошла мофоструктурная дифференциация Меконгского бассейна и расчленение его на серию впадин, заполняемых континентальными отложениями, и конседиментационных поднятий, сложенных гранитами фундамента.

- В миоцене и квартере интенсивность тектонических движений снижается, рельеф морского дна выравнивается, и территория шельфа превращается в единый бассейн, разделенный на плоские седиментационные ванны, разделенные пологими поднятиями. Влияние фундамента на структуру шельфа, начиная с конца раннего миоцена становится минимальным.

- Массивы гранитов прорывают толщи осадочных пород и тектонически внедрены в них. Воздымание гранитных массивов началось в раннем олигоцене и продолжалось до миоцена. Затем, видимо, наступила непродолжительная пауза, закончившаяся в середине миоцена оживлением тектонических движений, приведших к нарушению изостатического равновесия на границе фундамент-чехол, в результате чего произошла морфоструктурная дифференциация фундамента и тектоническое внедрение гранитов в обрамляющие и перекрывающие их отложения кайнозоя.

- Граниты, слагающие фундамент бассейна Кылулонг, подвержены интенсивной структурной переработке, связанной с действием протектонических (автометасоматоз, гидротермально-пневматолитовые процессы, контракционная усадка, тектоно-кессонный эффект) факторов, но главным образом фактора тектонического.



**Рис. 8.** Инфраструктура гранитов месторождения Белый Тигр.

А — биотит-мусковитовый гранит, неравномерно измененный, трещиноватый, нефтенасыщенный. Скважина БТ-11002, интервал 3782.0-3788.0 м. Б — кварцевый диорит, открытые трещины и приуроченные к ним мелкие каверны (синий), нефтенасыщение (черный), увеличение 40, николи скрещены. Скважина БТ-1202, глубина 4549.8 м. В — кварцевый диорит, незначительное нефтенасыщение в слабо разрушенных кристаллах плагиоклазов и интенсивное нефтенасыщение в зоне катаклаза. Скважина БТ-1202, глубина 4553.5 м, увеличение 40, николи скрещены. Г — кварцевый диорит: показаны (синим) линейные зоны мелких каверн вдоль границ кристаллов в ассоциации с прожилковидными трещинами и кавернами, выполненными битумоидами (черное), образец пропитан цветной смолой. Скважина БТ-1202, глубина 4112.2 м, увеличение 100, без анализатора. Д — биотит-мусковитовый гранит: характер нефтенасыщения в каолинизированных кристаллах плагиоклазов. Скважина БТ-11002, глубина 3630.25 м, увеличение 40, николи скрещены.

### ОСОБЕННОСТИ ПОСТМАГМАТИЧЕСКОЙ ТЕКТОНИКИ ГРАНИТОВ

Для гранитных массивов, содержащих залежи углеводородов, характерны формирование купольных структур и интенсивная структурная переработка пород [3, 6, 8, 32, 33, 40]. Однако анализ формирования морфо- и инфраструктуры гранитных массивов, в том числе и гранитов Зондского шельфа, основанный только на буровых и геофизических данных, является недостаточно полным.

В связи с этим было проведено изучение постмагматической тектоники гранитов в различных регионах Евразии (Кавказ, Тянь-Шань, Гобийский Алтай, Балтийский щит) [20, 22, 23, 24, 34, 35], что позволило выявить ряд важных для рассматри-

ваемой проблемы особенностей постумной тектоники гранитов. Гранитные массивы, как погребенные, так и выведенные на дневную поверхность после становления в качестве магматических тел и вхождения в состав консолидированного слоя, остаются важным компонентом тектоники фундамента и процесса формирования структуры корового слоя и осадочного чехла. Внедрение гранитных массивов в осадочные отложения чехла Зондского шельфа и их структурно-вещественная переработка происходили на постмагматической, относительно холодной стадии существования гранитов, после их вхождения в состав консолидированного слоя, что характерно для многих других гранитных массивов фундамента [22, 23, 24, 35].

Граниты после остывания и вхождения в состав фундамента подвержены интенсивной 3D структурной дезинтеграции на макро-, мезо-, микро- и нано-уровнях. Дезинтеграция выражена в оформлении крупных, чаще всего ромбоэдрических и линзовидных фрагментов, брекчировании, катаклазе минеральных зерен и их частей (см. рис. 8), возникновении структурных парагенезов (веерных и слайс-структур, гранитно-мраморных меланжей, динамической рекристаллизации).

В результате влияния процессов дезинтеграции значительная часть объема гранитных тел, преобразуется в катаклазированную массу. При многообразии масштабов и форм структурной переработки пород, особенностью гранитов является дезинтеграция на уровне минеральных зерен и их сообществ, которая связана с их составом и первичной структурой, отражающей реологическую исключительность гранитов относительно других пород фундамента [23].

Выделены три группы факторов, ответственных за постмагматическую дезинтеграцию гранитов, — прототектонические, гипергенные, тектонические [3, 6, 7, 13, 24, 29, 30, 32, 34, 35, 40, 43], прототектонические факторы подразделяются на автотетасоматоз, гидротермально-пневматолитовые процессы, контракционную усадку, тектоно-кессонный эффект, динамическую рекристаллизацию, к гипергенным факторам относятся, прежде всего, процессы химического и физического выветривания.

Прототектонические факторы придают породе первичную дискретность, облегчая последующую тектоническую структурную перестройку горных масс, которая является основным фактором объемной дезинтеграции пород кристаллического фундамента. Тектоническая переработка осуществляется за счет действия различных механизмов: пластической деформации, хрупкой макроскопической (блоковой) и микроскопической (кливажной) деформации, катаклаза, меланжирования, динамической рекристаллизации.

Данные факторы и механизмы или их совокупность приводят к дезинтеграции пород, потере ими внутренней связности, возникновению дискретной блочно-гранулярной структуры и увеличению пустотности среды, наблюдаемые структурно-кинematические парагенезы и формы залегания свидетельствуют о 3D подвижности гранитных массивов и их хрупко-пластическом течении.

Гранитные тела после вхождения в состав фундамента не становятся его пассивными составляющими, а выдвигаются, иногда через значительный (десятки и сотни млн лет) промежуток времени после кристаллизации и остывания, в более высокие относительно первичного залегания горизонты земной коры и формируют купольные структуры, выраженные в поверхности фундамента и отложениях перекрывающего чехла. В ряде случаев граниты, тектонически внедряясь в осадочные отложения обрамления, образуют тела протыкания.

Одной из разновидностей тел протыкания являются выделенные и детально изученные гранитные протрузии [20, 22, 23, 24, 34, 35]. Протрузии могут формировать самостоятельные тела значительного объема, но могут осложнять строение крупных купольных структур, примером протрузий может служить, в частности Сусамырский гранитный батолит Северного Тянь-Шаня (рис. 9).

Протрузии кристаллических пород, сформированные различными породными комплексами — серпентинизированными ультрабазитами, метаморфическими породами, мраморами, гипсами и другими разновидностями пород, — воспроизведены экспериментально [18, 22, 27, 36, 59].

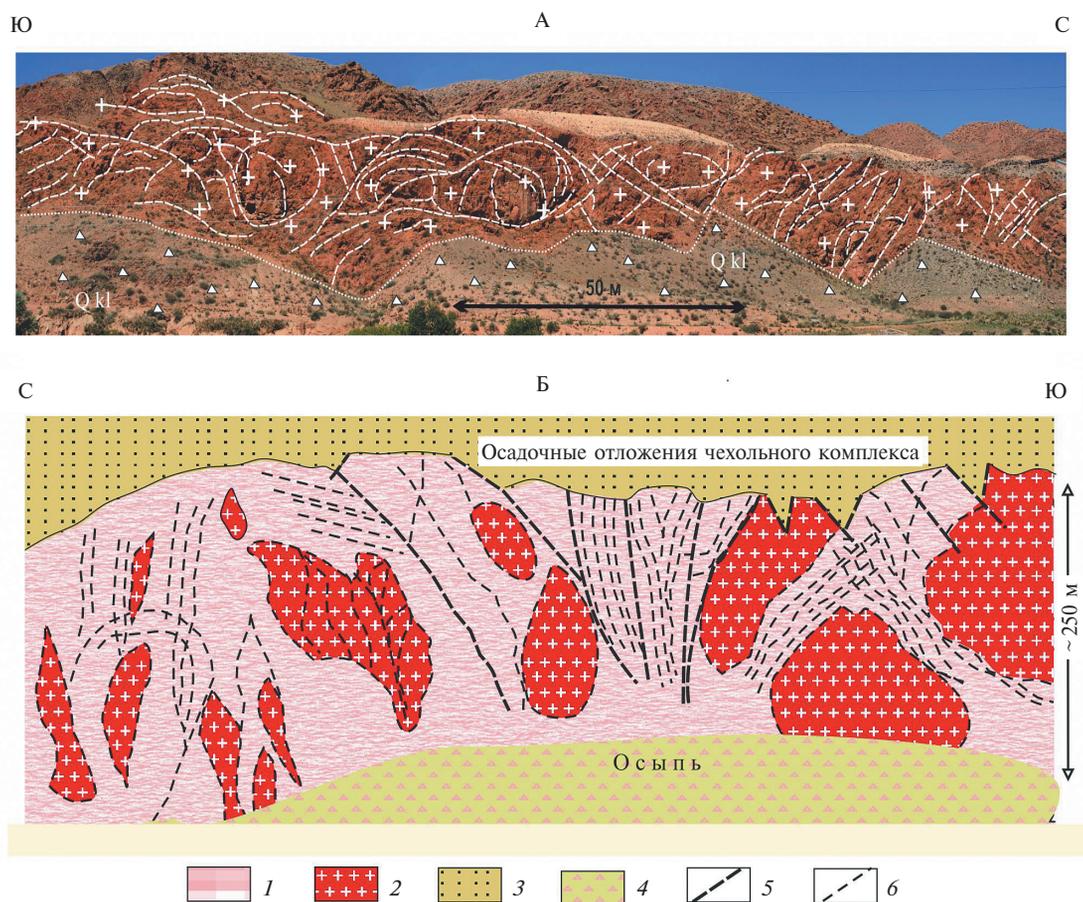
Рассмотрены различные способы и механизмы постмагматического выдвигания холодных гранитных масс в верхние горизонты коры [44]: действие изостазии и архимедовой силы; постмагматическая гранитизация; плотностная инверсия; клиновидная форма тел, за счет которой они выдавливаются вверх; замещение мантийной литосферы астеносферой. Эти механизмы в той или иной степени, задействованы в процессе экзугмации, но они не учитывают необходимость объемной подвижности гранитных масс, без которой их перемещение в пространстве или невозможно или затруднено из-за сил трения, возникающих на контакте гранитного тела и пород рамы [25].

Все механизмы структурной переработки гранитов приводят к дезинтеграции (грануляции) горных пород и их разрыхлению, т.е. к эффекту тектоники разрыхления [46].

Среды с дискретным строением (гранулированные субстанции) обладают рядом специфических механических свойств, которые объясняют многие аспекты поведения гранитов на постмагматической стадии их эволюции.

Данные механики блочных и гранулированных сред и мезомеханики [11, 31, 37, 39, 48, 61] показывают, что переход горных пород в дискретное состояние приводит к понижению их эффективной вязкости, уменьшает сопротивление сдвигу и вызывает эффект дилатансии, что способствует объемной подвижности горных масс и их реидному течению. При этом дискретно возникают особые пластические состояния, что объясняет появление множественных поверхностей скольжения (кливаж, сланцеватость, слайс-структуры) и субпослойную неоднородность тектонического течения. Объемная подвижность — фундаментальное свойство блочной среды [19], основным механизмом ее реализации является катакластическое течение.

Дезинтеграция начинается на глубине нескольких километров. Граниты превращаются в рассыпчатую (гранулированную) породу — какериты, брекчии, катаклазиты. Они могут быть дезинтегрированы до размерности песка и алевролита. При этом кардинально меняется реология пород. Эта новая по своим физическим свойствам порода под влиянием внешних тектонических сил и (или) реализации



**Рис. 9.** Примеры инфра- и морфоструктуры гранитных куполов на Северном Тянь-Шане (с использованием данных [23]).

А — южный борт Кочкорской впадины. Раздробленные и катаклазированные граниты с характерной шаровой отдельностью. Б — Сусамырский массив.

1 — интенсивно раздробленные и катаклазированные граниты; 2 — относительно слабо раздробленные граниты; 3 — вулканогенно-осадочные отложения палеозоя; 4 — коллювиальные отложения; 5 — разломы; 6 — системы трещин

внутренней — латентной — энергии начинает перемещаться (течь) в пространстве и изменять свою первоначальную форму. Происходит пространственное перемещение гранитных масс, образование купольных морфоструктур, вертикальных и горизонтальных кристаллических протрузий. Кристаллические тела протыкают перекрывающий осадочный чехол, выходят на поверхность и создают горный рельеф. Наиболее приподнятые участки рельефа сложены самыми податливыми к выветриванию породами — раздробленными и катаклазированными, — которые прорывают более молодые отложения.

Возникновение холодных кристаллических протрузий фундамента обусловлено, прежде всего, неоднородностью вязкостных свойств различных слоев земной коры, т. е. ее тектонической и вещественной расслоенностью. Происходит также и крупномасштабное латеральное перераспределение вещества, отток его из зон повышенной компрессии и нагнетания в зоны геодинамических убежищ. Реальность таких процессов подтверждена многочисленными тектонофизическими экспериментами и расчет-

ными моделями [26, 36, 59]. Современные данные позволяют считать, что главными факторами, ответственными за эксгумацию гранитов, являются объемная подвижность пород и действие механизма вязкостной инверсии [23, 24].

#### СТРУКТУРНО-ЭВОЛЮЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В ДОКАЙНОЗОЙСКОМ ФУНДАМЕНТЕ КЫЛУОНГСКОГО БАССЕЙНА

На основе изучения постмагматической тектоники гранитов в различных регионах и геодинамических остановках предложена концептуальная модель формирования структур, являющихся реальными или потенциальными местонахождениями залежей углеводородов в теле кристаллического цоколя [21, 22, 23]. Суть модели сводится к следующему. В результате структурно-тектонических процессов в теле фундамента древних платформ и молодых плит зарождаются и развиваются положительные морфоструктуры (купола, протрузии), ядра которых

выполнены дезинтегрированными (гранулированными) породами кристаллического цоколя, крылья и покрывка — осадочными отложениями плитного чехла. Наиболее распространены среди структур этого типа тела протыкания, представленные гранитами, которые обладают повышенной, с ростом поднятия — все возрастающей проницаемостью и пористостью. Их объемы являются областями относительной декомпрессии. Осадочные породы чехла, облекающие свод, напротив, находятся в условиях сжатия и повышенного давления, в том числе флюидного, обусловленного действием веса вышележащих чехольных комплексов и напором растущего купола. В случае, когда породы нижних горизонтов чехла содержат углеводороды, то может начаться процесс их перетока, перекачки из осадочных толщ в разуплотненные кристаллические породы фундамента, где они образуют скопления углеводородов. Для проявления такого механизма благоприятны гранитные массивы, которые легко подвергаются структурно-вещественной переработке в процессе формирования кристаллических диапиров и протрузий, что подтверждено [3, 6, 8, 21, 24, 34, 49]. Основным типом движения породных масс является катакластическое течение.

Данная модель может быть использована и, что особенно важно, уточнена на конкретном примере месторождений углеводородов фундамента Зондского шельфа. Структуры и тектонической эволюции гранитных массивов Кыулонгского бассейна, после своего становления в качестве магматических тел и вхождения в состав консолидированного слоя, остаются важным компонентом тектоники региона. В пределах гранитных массивов и окружающих их горных масс возникает своеобразный структурно-тектонический ансамбль, который свидетельствует о масштабной структурной перестройке породных комплексов, связанной с их объемной дезинтеграцией и катакластическим течением. Тектоническая активность гранитных тел на постумной стадии находит отражение в особенностях строения осадочного чехла и его соотношениях с породами фундамента, во внутренней структуре гранитов, в наличии особой разновидности кластитов на контакте гранитных тел и их осадочного обрамления. В результате формируются гранитные тела протыкания, которые по своим параметрам уверенно могут быть отнесены к категории кристаллических протрузий. По-видимому, к данному типу структур принадлежат положительные морфоструктуры фундамента: Белый Тигр, Восточный, Юго-Восточный Дракон и Южный Дракон — Морская Черепаха, Золотой Тунец, Заря (Кыулонг). Серия таких выступов, включающих гранитные массивы Белый Тигр, Дракон и Волк, образует Центральное поднятие, в недрах которого заключены огромные залежи углеводородов (рис. 10).

Особенности инфра- и морфоструктуры, положение в структуре осадочного бассейна и этап-

ность становления нефтесодержащих гранитных массивов бассейна Кыулонг обладают очевидным сходством с аналогичными параметрами гранитных массивов других регионов.

Нами проведен анализ основных факторов, определяющих формирование и размещение залежей нефти и газа в пределах докайнозойского гранитного фундамента шельфа Вьетнама:

- генезис углеводородов, находящихся в породах фундамента;
- условия формирования региональных структур, содержащих залежи углеводородов;
- механизмы возникновения пустотного пространства (коллекторов) и ловушек углеводородов;
- возможный механизм миграции и аккумуляции углеводородов в породах фундамента.

В районе Зондского шельфа время с момента вхождения гранитных массивов в состав консолидированного слоя земной коры до новейшего этапа является временем активной внутриплитной геодинамики, которая связана с мобильностью породных масс фундамента, прежде всего, гранитов, с их объемной подвижностью и перераспределением в пространстве, что приводит к формированию гранитных протрузивных тел.

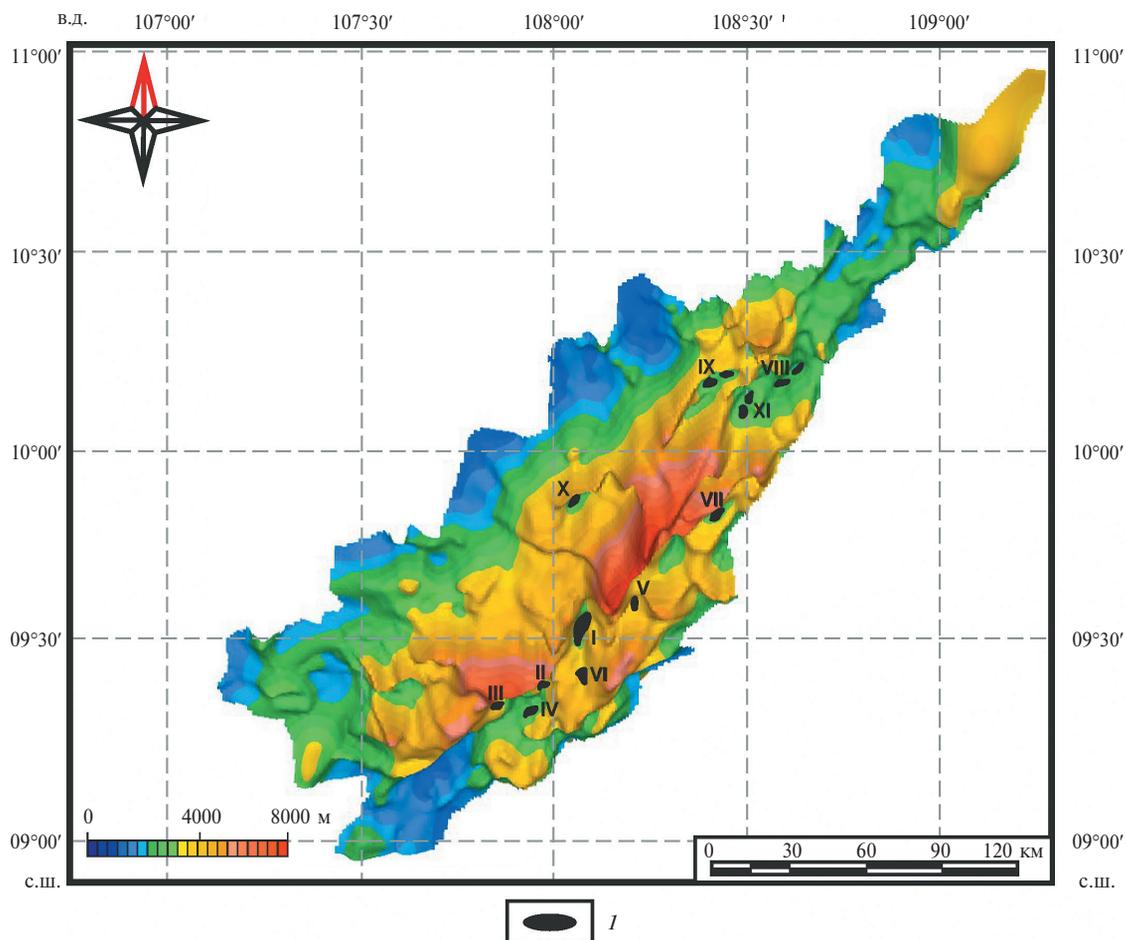
## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенный анализ формирования нефтесодержащих гранитных тел протыкания позволяет предложить структурно-эволюционную модель месторождения Белый Тигр, и, возможно, других месторождений углеводородов, расположенных в пределах Зондского шельфа (рис. 11).

В палеозое-мезозое в условиях коллизионно-аккреционных тектонических процессов происходило формирование гетерогенного гранитно-метаморфического слоя, отдельные фрагменты которого возникли в течение различных тектономагматических циклов.

Гранитизация была приурочена, главным образом, к мезозою. К концу мела — началу палеогена произошла стабилизация тектонического режима и пенепленезация территории, гранитные интрузивы стали составным элементом консолидированной коры. В палеоцен-эоценовое время массивы гранитов, обнаженные на поверхности, подверглись гипергенным воздействиям с образованием коры выветривания.

Начиная с раннего олигоцена и до наших дней, территория представляла собой область подвижного шельфа со сложной морфоструктурой фундамента. В раннем олигоцене произошла активизация тектонических движений, оживление фундамента и слагающих его гранитных массивов. Начался рост гранитных куполов и морфоструктурное расчленение рельефа дна бассейна, происходившее на фоне формирования осадочного чехла, в том числе нефтегазоматеринских толщ олигоцен-миоценового возраста и генерация в них углеводородов.



**Рис. 10.** Трехмерное изображение строения фундамента Кыулунгского бассейна.

*I* — месторождения нефти: I — Белый Тигр, II — Дракон, III — Восточный и Юго-Восточный Дракон, IV — Южный Дракон — Морская Черепаха, V — Золотой Тунец, VI — Заря (Кыулунг), VII — Фуонгдонг, VIII — группа Топаз, Рубин и др., IX — группа Белый Лев, Черный Лев и другие, X — Тамдао, XI — Черный и Белый Морской Лев

Происходил прогрессивно-прерывистый рост гранитных протрузий с возрастанием в их теле пористости и проницаемости за счет действия перечисленных выше процессов структурно-вещественной переработки породных масс — усложнения гипергенных и прототектонических структур и развития структур тектонических. В процессе развития протрузий возникла динамическая система с зонами компрессии в осадочном чехле и декомпрессии в теле гранитных протрузий. В результате этого осуществлялся переток углеводородов из отложений чехла в зоны пониженных давлений в теле гранитных протрузий.

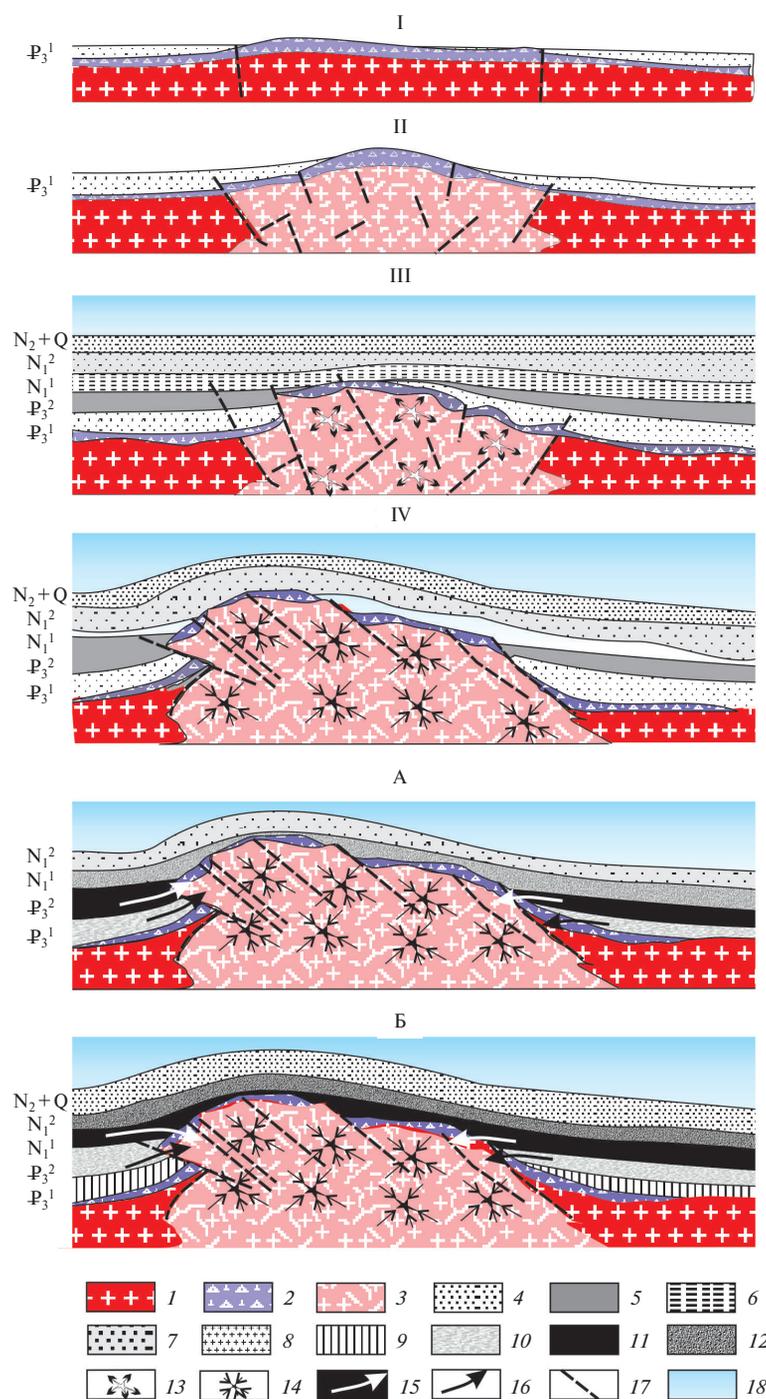
Наличие в пределах Кыулунгского бассейна повсеместного контакта протрузивных гранитов докайнозойского фундамента с кайнозойским осадочным чехлом предопределили латеральную миграцию через эти контактные зоны из нефтематеринских толщ олигоценового возраста в фундамент — в пустоты и зоны повышенной трещиноватости. Зоны сочленения осадочного чехла с породами фундамента образуют характерные протрузивные контакты, допускающие развитие

процессов миграции за счет разницы в литологическом строении, фильтрационно-емкостных свойствах и др. Кроме того, формирование залежей углеводородов Кыулунгского бассейна, наряду с латеральной миграцией связано с межформационной субвертикальной миграцией флюидов по плоскостям разрывов, зонам повышенной трещиноватости и разуплотнения и другим нарушениям сплошности пород [17, 57]. Формирование залежей углеводородов в фундаменте может быть также сопряжено с нисходящей миграцией углеводородов из нефтегазоматеринских толщ [1].

Соприкосновение гранитных массивов-протрузий фундамента с нефтегазоматеринскими толщами можно считать основной причиной миграции и аккумуляции углеводородов в фундаменте многих регионов.

## ВЫВОДЫ

Результаты проведенных исследований позволили уточнить эволюцию углеводородов в олигоцен-миоценовых отложениях Кыулунгского



**Рис. 11.** Модель формирования залежей нефти в гранитных массивах Кыулунгского бассейна (по данным [21, 22, 23], с изменениями и дополнениями).

Профили I–IV — этапы становления гранитных протрузий: I — к началу раннего олигоцена; II — к концу раннего олигоцена; III — к концу неогена; IV — настоящее время. Профили А–Б — этапы генерации углеводородов в осадочных отложениях чехла, их миграция в тело гранитной протрузии и формирование скопления углеводородов. А — к концу миоцена; Б — настоящее время.

1 — фундамент; 2 — область дезинтегрированных гранитов (протрузия); 3 — зона выветривания; 4–8 — отложения чехла: 4 — нижний олигоцен, 5 — верхний олигоцен, 6 — нижний миоцен, 7 — верхний миоцен, 8 — плиоцен-квартер; 9 — зона перезрелого органического вещества; 10 — главная зона газообразования; 11 — главная зона нефтеобразования; 12 — зона незрелого органического вещества; 13 — условные зоны декомпрессии и возникновения пустотного пространства; 14 — условные области скопления углеводородов; 15–16 — направление движения углеводородов: 15 — газовой фазы, 16 — жидкой фазы; 17 — разрывы; 18 — водный слой

бассейна, предложить структурно-эволюционную модель формирования залежей нефти в гранитных массивах фундамента Кыулонгского бассейна и сделать следующие выводы.

1. На полученном качественно новом материале подтверждена органическая природа нефти в кристаллическом фундаменте шельфа Южно-Китайского моря (Вьетнам). Установлена идентичность нефтей, залегающих в фундаменте месторождения нефти Белый Тигр и нефтей в осадочных толщах олигоцен-миоценового чехольного комплекса, а также комплементарность нефтей и органического вещества, содержащегося в осадочных отложениях. Эти данные позволяют достаточно уверенно считать, что скопления углеводородов в фундаменте Кыулонгского бассейна находятся во вторичном залегании и что источником их образования служит органическое вещество осадочных продуктивных комплексов олигоценного возраста.

2. На основе сравнительной характеристики постагматической тектоники гранитов, доступных для прямого изучения, и погребенных гранитных массивов фундамента Кыулонгского бассейна (Зондский шельф Южно-Китайского моря) показано, что граниты образуют тела протыкания — кристаллические протрузии, формирование которых связано с вязкостной инверсией. Установлено, что основной формой структурно-вещественной переработки гранитов фундамента Кыулонгского бассейна является объемная дезинтеграция (грануляция) пород (разномасштабный катаклаз), формой движения — объемное катакластическое течение. Данные процессы обеспечивают формирование повышенной пористости и увеличение вторичного пустотного пространства, необходимого для образования скоплений углеводородов.

3. В процессе развития протрузий возникает динамическая система зон компрессии (в осадочном чехле) и декомпрессии (в теле гранитных протрузий), в результате чего осуществляется переток флюидов из отложений чехла в пустотные зоны пониженных давлений в теле гранитных протрузий и формирование залежей углеводородов.

**Источник финансирования.** Исследования проведены при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации задание № 5.2907.2017/4.6 (проектная часть государственного задания в сфере научной деятельности) и № 10.6569.2017/БЧ (базовая часть государственного задания в сфере научной деятельности), Российского фонда фундаментальных исследований Проект 16–05–00357 и Программы Президиума РАН № 0135–2018–0046.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абукова Л.А. Нисходящая миграция подземных вод и углеводородов в осадочных нефтегазоносных бассейнах // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2008. № 10. С. 23–31.

2. Арешев Е.Г. Нефтегазоносные бассейны Тихоокеанского подвижного пояса. М.: АВАНТИ, 2004. 287 с.

3. Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л. и др. Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Нефть и газ, 1997. 285 с.

4. Богоявленский В.И., Богоявленский И.В., Никонов Р.А., Шустер В.Л. Перспективы нефтегазоносности Канадской глубоководной котловины и сопредельных акваторий Северного Ледовитого океана // Арктика: экология и экономика. 2015. № 4. С. 61–69.

5. Богоявленский В.И., Дзюбло А.Д., Иванов А.Н., Богоявленский И.В., Никонов Р.А. Нефтегазоносность кристаллического фундамента шельфа Вьетнама: Белый Тигр и Дракон // Геология нефти и газа. 2016. № 5. С. 102–116.

6. Гаврилов В.П. Нефтегазоносность гранитов // Геология нефти и газа, 2000. № 6. С. 44–49.

7. Гаврилов В.П. Нетрадиционная модель образования гранитов и их нефтегазоносности (на примере южного шельфа Вьетнама) // Геология нефти и газа. № 1. 2010. С. 51–58.

8. Гаврилов В.П., Дзюбло А.Д., Поспелов В.В. и др. Геология и нефтегазоносность фундамента шельфа Южного Вьетнама // Геология нефти и газа. 1995. № 4. С. 15–20.

9. Гатинский Ю.Г. Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 193 с.

10. Гатинский Ю.Г. Кайнозой юго-востока азиатского континента и некоторые вопросы процесса рифтогенеза // Известия ВУЗов. Сер. геол. и разведка. 1980. № 7. С. 28–36.

11. Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 5–22.

12. Гордадзе Г.Н. Углеводороды в нефтяной геохимии. Теория и практика. М.: РГУНИГ, 2015. 559 с.

13. Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Клец А.Г. и др. Гранитоидные комплексы фундамента Западной Сибири // Состояние тенденций и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири / А.Э. Конторович (ред.). Тюмень: Зап. СибНИИ ГГ, 2007. С. 49–56.

14. Керимов В.Ю., Бондарев А.В., Осипов А.В., Серов С.Г. Эволюция генерационно-аккумуляционных углеводородных систем на территории Байкитской антеклизы и Курейской синеклизы (Восточная Сибирь) // Нефтяное Хозяйство. 2015. № 5. С. 39–42.

15. Керимов В.Ю., Мустаев Р.Н., Дмитриевский С.С., Зайцев В.А. Оценка вторичных фильтрационных параметров низкопроницаемых сланцевых толщ майкопской серии центрального и восточного Предкавказья по результатам геомеханического моделирования // Нефтяное хозяйство. 2016. № 9. С. 18–21.

16. Керимов В.Ю., Осипов А.В., Лавренова Е.А. Перспективы нефтегазоносности глубоководных горизонтов в пределах юго-восточной части Волго-Уральской нефтегазоносной провинции // Нефтяное хозяйство. 2014. № 4. С. 33–35.

17. Керимов В.Ю., Рачинский М.З., Мустаев Р.Н., Осипов А.В. Геофлюидодинамические критерии прогнозирования нефтегазоносности в регионах альпийской складчатости // ДАН. 2017. Т. 476. № 2. С. 209–212.

18. *Книппер А.Л.* Методы картирования и изображения офиолитов на средне- и крупномасштабных тектонических картах // Тектонические исследования в связи с средне-крупномасштабным геокартированием / Ю.М. Пушаровский (ред.). М.: Наука, 1989. С. 15–23.
19. *Кочарян Г.Г., Спивак А.А.* Динамика деформирования блочных массивов горных пород / В.В. Адушкин (ред.). М.: Академкнига, 2003. 424 с.
20. *Лаврушина Е.В.* Тектонические структуры гранитов в активизированной бортовой зоне Кочкорской впадины, Тянь-Шань // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты / Материалы XLVII Тектонического совещания. М.: GEOS, 2015. Т. II. С. 32–35.
21. *Леонов М.Г.* Механизмы структурной переработки кристаллических пород фундамента платформ и их потенциальная роль в концентрации углеводородов // Строение и история развития платформ Евразии / Материалы Совещания. М.: МГГРУ, 2002. С. 39–41.
22. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с.
23. *Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.* Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал / К.Е. Дегтярев (ред.). М.: GEOS, 2018. 332 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 619).
24. *Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В.* Гранитные островные горы: морфология, тектоническая структура и генезис // Геоморфология. 2017б. № 3. С. 3–15.
25. *Летников Ф.А., Бальшев С.О., Лашкевич В.В.* Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–22.
26. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
27. *Макаров В.Н.* Инъективные дислокации среди палеозойских образований Горной Осетии (Центральный Кавказ) // Геотектоника. 1975. № 3. С. 60–67.
28. *Маракушев А.А., Маракушев С.А.* Образование нефтяных и газовых месторождений // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 5. С. 505–521.
29. *Осинов М.А.* Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 158 с.
30. *Павлов Н.Д.* Тектоно-кессонный эффект и проблемы формирования трещинных и суперколлекторов подсольевых отложений Прикаспийской впадины // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1992. Вып. 2. С. 7–14.
31. *Поляков А.С.* Гранулированные среды и седиментогенез. М.: Геоинформмарк, 2001. 60 с.
32. *Поспелов В.В.* Петрофизическая модель и фильтрационно-емкостные свойства пород фундамента южного шельфа Вьетнама по керновым данным // Актуальные проблемы геологии нефти и газа / В.П. Гаврилов (ред.). М.: Нефть и газ, 2005. С. 175–186.
33. *Поспелов В.В., Шнип О.А.* Геологическое строение и нефтегазоносность Зондского шельфа // Геология нефти и газа. 1997. № 8. С. 32–37.
34. *Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г.* Структуры, механизмы и предпосылки постумных реидных деформаций в гранитах // Тектоника и актуальные вопросы наук о земле / Материалы III Тектонофизической Всероссийской конференции. М.: ИФЗ, 2012. Т. 2. С. 39–42.
35. *Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия) // Геотектоника. 2014. № 3. С. 50–77.
36. *Рамберг Х.* Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1986. 400 с.
37. *Ревуженко А.Ф., Бобряков А.П., Косых В.П.* О течении сыпучей среды с возможным неограниченным скольжением по поверхностям локализации // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 1997. № 3. С. 37–42.
38. *Савиных Ю.В., Лукин А.Е., Донцов В.В.* Роль глубинных флюидов в образовании месторождений нефти в коллекторах фундамента // Дегазация земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды, нефть и газ, углеводороды и жизнь / Материалы Всеросс. конференции с международн. участниками. М.: GEOS, 2010. С. 476–478.
39. *Садковский М.А., Кочарян Г.Г., Родионов В.Н.* О механике блочного горного массива // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 306–307.
40. *Ситдикова Л.М., Изотов В.Г.* Геодинамические условия формирования деструктивных резервуаров углеводородов глубоких горизонтов земной коры // Георесурсы. 2002. № 4. С. 17–22.
41. *Соболев Р.Н., Чунг Х., Туан Д.Ч., Раховский В.И., Старостин Г.М.* Эволюция химического состава гранитоидных комплексов юго-восточной части Индосинийского массива (Южный Вьетнам) // Тихоокеанская геология. 1991. № 1. С. 50–58.
42. *Строева А.Р., Гируц М.В., Кошелев В.Н., Гордадзе Г.Н.* Моделирование процессов образования нефтяных углеводородов-биомаркеров путем термолиза и термokatализа биомассы бактерий // Нефтехимия. 2014. Т. 54. № 5. С. 352–359.
43. *Тихомиров В.Г.* Трещины гранитоидных массивов и их происхождение // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 1. С. 35–42.
44. *Турутанов Е.Х.* Становление гранитных интрузий и рельефообразование. Литосфера. 2014. № 1. С. 117–122.
45. *Шнип О.А.* Состав, строение и проблемы нефтегазоносности фундамента (Западная Сибирь, Средняя Азия, Зондский шельф). Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: РГУНиГ, 1998. 245 с.
46. *Шмилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 888 с.
47. *Blumenberg M., Oppermann B., Guyoneaud R., Michaelis W.* Hopanoid-production by *Desulfovibrio bastinii* isolated from oilfield formation water // FEMS Microbiol. Lett. 2009. V. 293. Iss. 1. P. 73–78.
48. *Campbell C.S.* Rapid granular flow // Annual Review of Fluid Mechanics. 1990. Vol. 22. P. 57–92.
49. *Dien Phan Trung.* Some Cenozoic Hydrocarbon Basins on the Continental Shelf of Vietnam // AAPG Intern. Conference and Exhibition, Southeast Asian Basins. Kuala Lumpur, 1994. P. 38–38.
50. *Flesch G., Rohmer M.* Prokaryotic triterpenoids: A novel hopanoid from the ethanol-producing bacterium *Zymomonas mobilis* // Biochemical Journal. 1989. V. 262. No 2. P. 673–675.
51. *Fyhn M. B.W., Boldreel L.O., Nielsen L.H.* Geological development of the Central and South Vietnamese mar-

gin: Implications for the establishment of the South China Sea, Indochinese escape tectonics and Cenozoic volcanism // Tectonophysics. 2009. Vol. 478. No 3-4. P. 184–214.

52. *Fyhn M. B.W., Boldreel L.O., Nielsen L.H. et al.* Geological evolution, regional perspectives and hydrocarbon potential of the northwest Phu Khanh Basin, offshore Central Vietnam // Marine and Petroleum Geology. 2009. Vol. 26. No 1. P. 1–24.

53. *Huchon P., Nguyen T.N.H., Chamot-Rooke N.* Finite extension across the South Vietnam basins from 2D gravimetric modelling relation to South China Sea kinematics // Marine and Petroleum Geology. 1998. Vol. 15. Iss. 7. P. 619–634.

54. *Kerimov V.Yu., Lapidus A.L., Yandarbiev N.Sh., Movsumzade E.M., Mustaev R.N.* Physicochemical properties of shale strata in the Maikop series of Ciscaucasia // Solid Fuel Chemistry. 2017. Vol. 51. No 2. P. 122–130.

55. *Magoon L.B., Dow W.G.* The petroleum system — from source to trap. USA. Oklahoma. Tulsa. AAPG Memoir 60. 1991. 655 p.

56. *Mustaev R.N., Hai W.N., Kerimov V.Y., Leonova E.A.* Generation and conditions formation of hydrocarbon deposits in Kyulong basin by simulation results hydro-

carbon systems // Geomodel 2015–17th Scientific-Practical Conference on Oil and Gas Geological Exploration and Development. Russia. Gelendzhik. EAGE. 2015. P. 1–4.

57. *Rachinsky M.Z., Kerimov V.Yu.* Fluid dynamics of oil and gas reservoirs / Hoboken, New Jersey. USA. John Wiley & Sons — Salem, Massachusetts. Scrivener Publishing, 2015. 640 p.

58. *Trinh Xuan Cuong, Warren J.K.* Bach ho field, a fractured granitic basement reservoir, CUU Long Basin, offshore SE Vietnam: a “buried-hill” play // Journal of Petroleum Geology. 2009. Vol. 32. No 2. P. 129–155.

59. *Vita-Finzi C.* Pie de Palo, Argentina: A clastic diaper // Geomorphology. 2009. Vol. 104. No 3-4. P. 317–322.

60. *Vu Nam Khai, Kerimov V.Y.* 3D Structural-Tectonic Modelling of the Hydrocarbon System of the Cuu Long Basin (Vietnam) // Geomodel 2016–18th Science and Applied Research Conference on Oil and Gas Geological Exploration and Development. 2016. DOI: 10.3997/2214-4609.201602188.

61. *Yaeger H.M., Nagel S.R.* The physics of granular materials // Physics Today. 1996. Vol. 49. No 4. P. 32–38.

62. <https://www.software.slb.com/products/petromod>. Accessed 27 March, 2018.

## Hydrocarbons in the Basement of the South China Sea (Vietnam) Shelf and Structural-Tectonic Model of their Formation

V.Yu. Kerimov<sup>a,b,\*</sup>, M.G. Leonov<sup>c</sup>, A.V. Osipov<sup>a</sup>, R.N. Mustaev<sup>a,b</sup>, Vu Nam Khai<sup>a</sup>

<sup>a</sup> National University of Oil and Gas (Gubkin University), Moscow, 119991, Russia

<sup>b</sup> Ordzhonikidze Russian State Geological Prospecting University, Moscow, 117997, Russia

<sup>c</sup> Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 109017, Russia

\* e-mail: [vagif.kerimov@mail.ru](mailto:vagif.kerimov@mail.ru)

Received April 28, 2018; Revised September 9, 2018; Accepted September 25, 2018

**Abstract** — Research of genesis of hydrocarbon accumulations located within pre-Cenozoic basement of the South China Sea shelf (Vietnam) presented. Formation of hydrocarbon deposits is confined to the protrusive massifs of granites that have undergone structural and tectonic processing at the stage of prototectonics and postmagmatic tectonics. The totality of post-structure-forming processes led to a change in the viscosity properties of rocks, to their tectonic and material heterogeneity and stratification and, as a consequence, to vertical and lateral redistribution in space with the formation of granite protrusions. The mechanisms of formation of voids and oil and gas traps within the protrusions are considered. Based on the similarity of the geochemical characteristics and biomarker parameters of the oils and organic matter in the Oligocene-Miocene sediments and in the basement rocks, a conclusion has been made about the organic nature of the oils in the basement of the shelf of the South China Sea (Vietnam). Possible mechanisms of migration and accumulation of hydrocarbons in basement rocks are considered. It is confirmed that the formation of hydrocarbon deposits occurred due to lateral and downward migration of hydrocarbons through the contact area from the Oligocene-Miocene source rocks into crystalline massifs — into voids and increased fracture zone in the protrusions.

**Keywords:** White Tiger oilfield, granites, the Kyulong basin, postmagmatic tectonics, oil origin, prototectonics, protrusions, hydrocarbons, basement, shelf