

ных гнейсов, метаморфизованных в амфиболитовой фации, — аналогичен сысертскому подтипу месторождений.

Размеры асбестоносных массивов оз. Каменного и Сысертского района близки и составляют первые десятки метров в поперечнике. В изученном авторами рудопроявлении содержание волокна асбеста приближается к таковому Сысертской группы месторождений при удовлетворительном качестве асбеста. Существенное отличие рудопроявлений оз. Каменного от месторождений сысертской группы заключается в широком развитии в первых куммингтонита и хлорита. По химическому составу в целом гипербазиты сравниваемых районов близки. При этом следует отметить меньшие (на 2—3 %) содержания MgO и значительно (в 2—3 раза) большие —  $C_2O_3$  в породах района оз. Каменного.

Прожилковый тип антофиллит-асбестового оруденения, встречающийся как в крупных, так и в мелких гипербазитовых телах Северной Карелии, самостоятельного практического значения не имеет вследствие небольших масштабов.

Изучение особенностей строения и вещественного состава отдельных гипербазитовых массивов Северной Карелии позволило установить различия в характере вторичных преобразований ханкусъярвинских и каменноозерских пород. Они, по-видимому, обусловлены неодинаковой геолого-структурной позицией массивов в гнейсово-мигматитовом комплексе, структур-

ные особенности которого еще практически не выяснены. Исследование массивов Каменноозерской группы показало, что характер вторичных изменений мелких и крупных тел весьма различен. В частности, только в мелких телах встречены специфические крупнозернистые хлорит-амфибол-карбонатно-тальковые породы, с которыми связаны проявления антофиллит-асбеста. Именно антофиллит-асбестовое оруденение определяет металлогеническую специализацию массивов северокарельского комплекса. С целью получения более убедительной оценки перспектив региона необходимо проведение специализированных поисков на всей территории, а также горных и буровых работ на известных рудопроявлениях.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Зак С. И.* Гипербазитовая формация Кольского полуострова, Л., Наука, 1980.
2. *Климов Н. И.* Новые данные об антофиллит-асбестовой минерализации Северной Карелии.— В кн.: Месторождения амфиболового асбеста и их генезис. М., 1971, с. 79—104.
3. *Куликов В. С., Слюсарев В. Д., Кочнев-Первухов В. И.* Специфика базит-ультрабазитового магмопроявления в Северной Карелии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12, с. 160—165.
4. *Лавров М. М.* Северо-Карельская синклиническая зона.— В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. М., 1971, с. 14—21.
5. *Лавров М. М.* Гипербазиты и расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л., Наука, 1979.
6. *Месторождения антофиллит-асбеста СССР.* Под ред. И. Ф. Романовича. М., Недра, 1976.

УДК 552.2(5-925.23-14)

В. И. ПОПКОВ (КазНИПИнефть), О. В. ЯПАСКУРТ (МГУ),  
А. А. ДЕМИДОВ (ИГиРГИ)

## Породы фундамента юго-запада Туранской плиты

Сведения о строении фундамента юго-запада Туранской плиты, включающей территории Мангышлака, Прикарабагазья и Туаркыр-Капланкыра, неоднократно публиковались [4, 6—9, 16 и др.]. Однако за последнее время накоплен новый фактический материал, значительно дополняющий существующие представления по этому вопросу и в ряде случаев позволяющий их критически переосмыслить.

В пределах Мангышлака фундамент вскрыт глубокими скважинами на поисково-разведоч-

ных площадях Песчаномыско-Ракушечной зоны поднятий, в северо-восточной части Сегендыкской депрессии, на Жетыбай-Узеньской ступени и в районе западной периклинали Беке-Башкудукского вала. На мысах Песчаный и Жиланды породы фундамента вскрыты на площадях Оймаша, Жантанат, Жага, Ащисор и Жиланды на глубинах 3550—4070 м. Они представлены терригенными отложениями, метаморфизованными на стадии хлорит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев регио-

нального метаморфизма, прорванными магматическими телами основного и кислого составов. Углы падения слоев колеблются от субгоризонтальных до вертикальных. Среди метаморфических разностей наиболее распространены следующие породы: кварцево-сланцевые сланцы местами с бластоалевритовой текстурой и полосчато-сланцевой текстурой, соответствующей первичной слоистости осадочной породы; бластосаммитовые сланцы (метапесчаники) кварцево-сланцевого и полевошпат-кварцевого составов; серицит-кварцевые сланцы с реликтами бластосаммитовой структуры; углеродисто-кварцево-сланцевые сланцы с фибробластовой, лепидогранобластовой текстурой, в реликтовых участках с первичной алевропелитовой текстурой; кварциты с бластосаммитовой структурой.

Перечисленные породы встречаются в керне из различных интервалов скважин. В отдельных шлифах (скв. 15 Жага) отмечены слюдинокварцево-карбонатные сланцы со сланцеватой текстурой (глубина 3888—3896 м) и кварцальбит-сланяная порода, претерпевшая интенсивную наложенную карбонатизацию. Местами видны признаки исходной структуры метаморфизованных вулканитов (3530—3540 м).

Гранитная интрузия к настоящему времени вскрыта на площадях Оймаша и Жантанат скважинами 9, 10, 12, 14, 16, 18—20, 22, 25, 26 и 31. Граниты лейкократовые, в их составе примерно в равных соотношениях присутствуют кварц, олигоклаз и ортоклаз. Возраст гранитов, определенный в различных организациях, колеблется от 250 до 340 млн. лет [8, 11]. Скважинами 18 и 31 Оймаша граниты обнаружены непосредственно под отложениями среднего триаса, верхние несколько метров которых переработаны процессами выветривания и представляют собой гранитный развал (древьяник).

В приконтактовой зоне интрузии встречаются кварц-хлорит-актинолитовые роговики [11], а в разрезе скв. 11 Оймаша (3897—3902 м) — кордиритовый роговик с биотитом, что говорит о близости интрузива. Не исключено, что и скв. 17 Оймаша заложена в аналогичных условиях: в ней на глубине 4120—4130 м в углеродисто-кварцево-сланцеобразном сланце обнаружены следы ороговикования.

Граниты и метаморфические породы рассеяны жильными телами различного состава [11]. Так, скважинами 9 (3705—3712 м) и 16 Оймаша (3930—3939 м) подсечены дайки диабазового неметаморфизованного порфирита. В скв. 12 Оймаша (3646—3655 м) установлено пластовое тело (или шток) кислого состава, рвущее граниты. Возможно, оно являлось одним из подводящих каналов к эффузивам низов триасового разреза, где выявлены дацитовые лавы (или туфолавы), туфобрекчии, а выше — туфы и туффиты кислого состава. В скв. 6 Ащисор (3622—3633 м) также вскрыта дайка кислого состава. Порода не метаморфизована, но подверглась интенсивной карбонатизации; в реликтовых участках отчетливо прослеживается лейстовое строение.

В породах фундамента в ряде случаев отмечаются следы наложенных постмагматических гидротермальных процессов, а также зоны брекчирования и милонитизации.

Таким образом, на мысах Песчаный и Жи-

ланды скважинами вскрыты первично-терригенные породы, метаморфизованные на стадии хлорит-мусковитовой субфации зеленых сланцев регионального метаморфизма, прорванными магматическими телами различного состава. В приконтактовой зоне интрузии вмещающие породы претерпели более интенсивные преобразования за счет контактового метаморфизма, вызывшегося в ороговиковании пород и появлении более высокотемпературных парагенезисов минералов [11]. По мере удаления от интрузива термальное воздействие ослабевает, проявляясь в возникновении узловатых стяжений в некоторых слюдяных прослоях. В скважинах или интервалах, находящихся на значительном расстоянии от интрузива, иногда присутствуют породы, измененные на стадии глубокого метагенеза, значительно сохранившие отдельные черты исходных осадочных толщ.

Не учитывая всего этого, а также вследствие случайного характера отобранных для анализа единичных шлифов, ряд исследователей пришли к выводу о том, что в домезозойском Оймашинском разрезе залегает две различные по генезису и степени метаморфизма толщи: верхняя субплатформенная, объединяемая с триасом в единый этаж, и нижняя, рассматриваемая в качестве «настоящего» фундамента [5].

Близкие по облику метаморфические породы вскрыты в северо-восточной части Сегендыкской депрессии на площади Северное Карагие скважинами 1 и 2 на глубинах соответственно 3902—4450 (забой) и 3890—4000 м. Толща дислоцирована: углы падения слоев до 45°. В верхах разреза сланцы каолинитизированы. В породах фундамента обнаружены многочисленные древесные отпечатки. Исходный состав метаморфических пород песчано-алевро-аргиллитовый, в отдельных прослоях отмечается повышенное содержание растительной органики. Породы кливажированы; явные следы кливажа разрыва видны в метапесчаниках из интервалов глубин 3951—3960 и 3966—3975 м (скв. 1). В метапесчаниках практически весь терригенный биотит замещен пакетами метаморфогенного мусковита, чередующегося с хлоритом. Хлорит слабо окрашен (почти бесцветен) при одном никеле, а при скрещенных николях имеет аномально низкие, иногда желтовато-бурые цвета интерференции, т. е. представляет собой типичный метаморфогенный высокомагнезиальный хлорит (в отличие от железистого осадочного). Такой же хлорит развит в виде розеток, окаймляющих крупные включения органического вещества в высокоуглеродистых алевропелитовых породах. Последние, насыщенные тонкодисперсной органикой и детритом, имеют черный цвет, тонко-слоистую текстуру, осложненную зачаточной сланцеватостью.

В отдельных шлифах (скв. 1, интервал 3966—3975 м) выявлены новообразования стильпноомелана, коричневатобурого, сильно плеохромирующего, свойственного обычно зеленосланцевой фации метаморфизма (хлорит-мусковитовой субфации). Явные признаки контактовых воздействий не замечено. В целом парагенезис минералов в породах соответствует начальным этапам зеленосланцевой

метаморфизма, а в отдельных разностях — стадии позднего метазенеза.

Сходные по составу и степени метаморфизма породы вскрыты скважинами 1-П Саура и 5 Саура-Сегенды в районе западной периклинали Беке-Башкудукского вала. В первой из них, по устному сообщению В. В. Липатовой, обнаружена среднекаменноугольная фауна.

Важное значение для изучения геологической истории региона имеет граувакко-аркозвая толща, вскрытая в пределах Ракушечного мыса на площадях Северо-Ракушечная и Ракушечномысская глубокими скважинами 6, 8, 12, 13, 15, 17 и 18. Она достаточно интенсивно дислоцирована: углы падения слоев, замеренные по керну, колеблются в широких пределах, достигая 40°, а в отдельных случаях 60°. Максимальная вскрытая мощность 140 м (скв. 12 Северо-Ракушечная). По геофизическим данным мощность толщи оценена не менее 500 м.

Подробно эти образования рассмотрены в работе [13]. Следует отметить, что в строении разреза ведущая роль принадлежит грубообломочному материалу грауваккового и граувакко-аркозового составов, содержащему в основном продукты разрушения магматических и метаморфических пород, развитых на мысах Песчаный и Жиланды. Формационные особенности и значительная дислоцированность этого комплекса пород, высокая степень литогенетических изменений (глубокий катагенез — метазенез), не характерная для вышележащих мезозойских отложений, позволили выделить данные образования в качестве нижней моласы и, соответственно, включить в комплекс основания платформы. По косвенным показателям предположительный возраст пород позднекаменноугольно-раннепермский [13].

Домезозойские образования на Жетыбай-Узеньской ступени впервые вскрыты параметрическими скважинами 4 Южный Жетыбай и 25 Жетыбай. Относительно их генезиса и тектонической принадлежности существуют различные точки зрения. Одни исследователи [9] относят их к фундаменту, сопоставляя с карбоном вала Карпинского. Другие [1], указывая на наличие в них пород, метаморфизованных в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, считают возможным включить их в состав квазиплатформенного комплекса. Некоторые же усматривают в домезозойских образованиях черты платформенных формаций.

На максимальную мощность с глубины 3720 м и до забоя (4501 м) палеозойские отложения вскрыты скв. 25-П Жетыбай. В разрезе выделяются две части: нижняя (с глубины 3950 м), преимущественно песчаная и верхняя, алевро-аргиллитовая. Подобное строение имеет разрез, вскрытый скв. 4-П Южный Жетыбай (интервалы 4240—4375 и 4375—4501 м). Породы серые, темно-серые и черные, плотные, дислоцированные (углы падения до 40°). Микроскопическое изучение пород обеих частей разреза показало идентичный состав кластического материала, различающегося в основном по размерности.

В составе обломочного материала преобладают субграувакки, сложенные плохо- и среднеокатанными обломками кварца, кислых плагиоклазов, нацело мусковитизированного био-

тита, мусковита, кремнистых пород, глинистых и слюдяных сланцев, роговиков, кварцитов. Наблюдаются обломки агрегатов полевошпатовых зерен, присущих жильным породам, сростки мусковита и полевых шпатов из гранитоидных интрузий. Породы подвержены значительным постседиментационным преобразованиям (глубокому метазенезу). Отмечается их рассланцевание. В отдельных случаях отложения имеют облик слабометаморфизованных пород типа кварцево-слюдяных сланцев с реликтовой алевроитовой структурой. В пелитовых разностях появляются сланцевые текстуры, секущие под углом первичную слоистость, при этом породы приобретают вид филитоподобных сланцев. Встречены также аркозы (единичные случаи), субаркозы и граувакки. В глинистых разностях отмечается иногда повышенное содержание углефицированного детрита; наблюдаются текстуры гравитационного сползания и подводного взмучивания, указывающие на морской генезис палеозойских отложений.

Сходные по облику породы вскрыты скважинами 100 Бектурлы (3490—3587 м), 2 Придорожная (4273—4450 м) и 3 Северо-Западный Жетыбай (3576—3600 м).

Итак, палеозойские отложения Жетыбай-Узеньской ступени более всего близки к нижнемолассовым образованиям и могут быть, по мнению авторов, включены в состав фундамента.

Дополнительные сведения о вещественном составе фундамента рассматриваемого региона можно получить при изучении палеозойских галек из юрских и меловых отложений Восточного Мангышлака [3], в которых обнаружена каменноугольная фауна. Среди обломков установлены кремнистые породы (преобладают), кварц, известняки, гальки кварцевых гранит-порфиоров, гранитов, липаритовых и дацитовых порфиоров, туфов кварцевых порфиоров. Слабая окатанность обломков и хорошая сохранность органических остатков свидетельствуют о близости области размыва.

Породы фундамента *Карабогазского свода* вскрыты в 23 скважинах. Восемь из них заложены в южном Прикарабогазе, 15 — к северо-западу от залива Кара-Богаз-Гол (рисунк). Строение фундамента южной зоны освещено в работах [6, 7, 16]. Метаморфические породы вскрыты лишь в скв. 3 Карши. Здесь описаны амфиболитовые сланцы, которые возникли, согласно [16], в результате метаморфизма осадочно-эффузивных пород в амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации и залегают среди гранитоидов палеозоя, образуя в них, очевидно, ксенолит. На основании высокой степени метаморфизма предполагается докембрийский их возраст [16].

В скважинах 1 Карши, 159 и 161 Омчалы, 1 Аджигир и 179 Дарджа вскрыты микрокристовые граниты, принадлежащие к классу пересыщенных кремнекислотой пород с разным содержанием щелочей; граниты Омчалы обогащены калем. Состав гранитоидных пород отвечает гранитам и гранодиоритам (по Р. Дэли), в отдельных случаях гранит-аплитам [16]. Возраст аджигирских гранитов, определенный калий-аргоновым методом, составляет  $300 \pm \pm 10$  млн. лет [7], омчалинских 310—295 млн лет (С<sub>3</sub>) [6]. Для каршинских гранитоидов

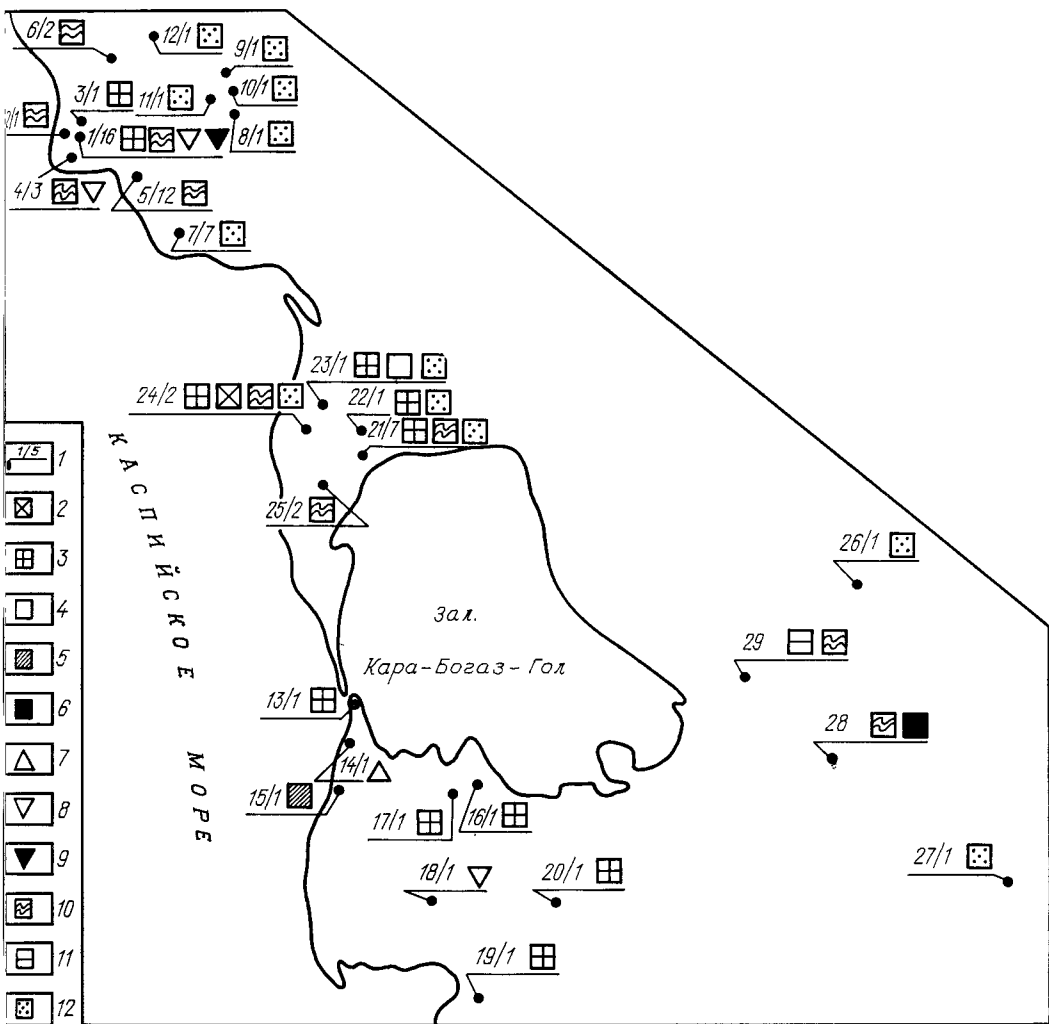


Схема размещения поисково-разведочных площадей, на которых вскрыты бурением породы фундамента

1 — площади, на которых вскрыт фундамент (в числителе — номер площади, в знаменателе — количество скважин): 1 — Юймаша, 2 — Жага, 3 — Жантанат, 4 — Ащисор, 5 — Жиланды, 6 — Северное Карагие, 7 — Северо-Ракушечная и Ракушечномысая, 8 — Южный Жетыбай, 9 — Жетыбай, 10 — Бектурлы, 11 — Придорожная, 12 — Северо-Западный Жетыбай, 13 — Карши (скв. 1), 14 — Карши (скв. 2), 15 — Карши (скв. 3), 16 — Омчалы (скв. 161), 17 — Омчалы (скв. 159), 18 — Акпар, 19 — Дарджа, 20 — Аджигир,

21 — Южный Аламурын-Джанаорпа, 22 — Бирбас, 23 — Букбаш, 24 — Тамды, 25 — Кудук, 26 — Кумсебен, 27 — Аламанел, 28 — палеозойские обнажения Туаркыра, 29 — Ануленсуй; 2 — гнейсы; 3 — граниты; 4 — тоналиты; 5 — амфиболиты; 6 — магматические породы основного и ультраосновного составов; 7 — кварцевые порфиры и фельзиты; 8 — дацит-порфиры; 9 — диабазовые порфиры; 10 — метаморфические породы; 11 — мраморизованные известняки; 12 — слабометаморфизованные терригенные отложения

(скв. 1) получены два значения абсолютного возраста: 440 и 312 млн. лет. В связи с этим предполагается [16], что в керне скважины присутствуют гранитоиды двух генераций, причем более древние из них, отнесенные к силур-ордовикскому комплексу, образуют в молодых каменноугольных гранитоидах ксенолит. Возраст гранитов площади Дарджа определен по биотиту в  $240 \pm 10$  млн. лет [7].

В скв. 2 Карши вскрыты кварцевые порфиры и фельзиты предположительно позднекаменноугольно-пермского возраста [16], а на площади Акпар — дацит-порфиры, абсолютный возраст которых  $220 \pm 10$  млн. лет [7].

Вещественный состав фундамента северо-западного Прикарабозья менее изучен. Де-

тально охарактеризованы лишь породы, вскрытые скв. 1 Южный Аламурын [4, 7, 8]. В скважинах 1 Тамды, 2 Южный Аламурын, 4 Джанаорпа и 2 Букбаш описано в общей сложности пять интервалов. Материалы по остальным скважинам (см. рисунок) изучены не были, поэтому строение фундамента этой зоны нами приводится более подробно.

Глубина залегания кровли фундамента колеблется от 2426 м (скв. 1 Кудук) до 2841 м (скв. 2 Букбаш). Максимальная вскрытая мощность комплекса 538 м (скв. 1 Тамды), минимальная 76 м (скв. 2 Букбаш). В его строении участвуют первично-осадочные толщи, претерпевшие различной степени метаморфические преобразования, и магматиче-

ские породы гранитоидного ряда. Первые вскрыты во всех 15 скважинах, вторые — в восьми из них (1 и 2 Тамды, 1, 2, 3 Букбаш, 1 Бирбас, 1 и 6 Южный Аламурын-Джанаорпа).

Метаморфические породы обладают темно-серым, черным, реже зеленовато-серым цветом, четко выраженной сланцеватостью, совпадающей часто с первичной слоистостью. Дислоцированность пород колеблется в широких пределах, наиболее часто встречающиеся углы наклона слоев 45—65°. Толща в целом имеет флишеидный облик. Породы метаморфизованы в мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев. На участках, прилегающих к гранитоидным интрузиям, появляются минеральные ассоциации, характерные для мусковит-биотитовой субфации. Наиболее распространены следующие типы пород: микрослюдисто-кварцево-хлоритовые и полевошпат-кварцевые филлиты рассланцованные с лепидо- и гранолепидобластовой структурой; слюдяные сланцы с фибробластовой текстурой, гранолепидобластовой структурой с маломощными прослоями кварцитов; кварцево-слюдяные сланцы с прослоями слюдяно-кварцитовых сланцев, отчетливой blastосаммитовой структурой, сланцеватой, плейчатой текстурой; кварц-альбит-серицитовые сланцы с примесью графитистого материала; биотит-полевошпат-кварцевые сланцы с грано- и лепидогранобластовой структурой; углисто-слюдисто-кварцевые сланцы.

На площади Южный Аламурын-Джанаорпа помимо этих пород вскрыты зеленокаменно-измененные эффузивы основного и среднего составов (скв. 4 Джанаорпа, интервал 2741—2748 м) [4], а также кварц-альбит-хлорит-актинолитовые роговники с нематогранобластовой структурой, неясноузловато-сферолитовой текстурой (скв. 1 Южный Аламурын, интервал 2680—2683 м). Данные породы сформировались в результате регионального (с наложением контактового) метаморфизма базальтоидных пород.

Граниты рассматриваемой зоны лейкократового облика, свежие или вторично измененные. Например, в скв. 6 Южный Аламурын в интервалах глубин 2722—2737, 2772—2785, 2870—2880, 2950—2953 и 2997—3006 м вскрыты интенсивно катаклазированные, милонитизированные граниты, а в интервале 2895—2900 м — граниты гнейсовидного облика. Порода претерпела интенсивное окварцевание; кварц раздвоен и гранулирован, полевые шпаты серицитизированы, отмечается небольшое количество каолинита. Иначе говоря, здесь налицо переработка породы глубинными растворами, циркулировавшими в зоне разрывного нарушения. Аналогичную гидротермальную переработку и катаклиз испытали гранитоиды, вскрытые скв. 2 Букбаш на глубине 2990—2994 м. В этом интервале обнаружены многочисленные зеркала скольжения, ориентированные под углом 75—90°. Кроме того, в разрезе скв. 1 Южный Аламурын на глубине 3866—3869 м отмечены следы более высокотемпературных постмагматических процессов, которые привели к образованию грейзенизированных участков [4]. В разрезе последней скважины в интервале 2778—2869 м описаны также приконтактные фации гранитов, со-

держающие ксенолиты вмещающих сланцев и роговиков. Подобные породы были установлены нами при изучении керна скв. 6 Южный Аламурын (2722—2737 м). На площади Букбаш в скв. 2 (2969—2972 м) встречены гранитоиды, химический состав которых соответствует тоналитам [8].

Особый интерес представляют материалы, полученные при бурении скв. 1 Тамды, где В. С. Князевым и др. [4] в интервале глубин 3147—3153 м был описан силлиманит-биотитовый гнейс. По заключению данных исследователей, породы образовались в результате регионального метаморфизма в амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации, что свидетельствует о докембрийском возрасте фундамента Карабогазского свода. В связи с очевидной важностью сделанного вывода остановимся подробнее на описании разреза этой скважины.

Гранитогнейсовый комплекс, судя по материалам геофизических исследований, вскрыт на глубине 2769—3153 м (забой). Керновым материалом охарактеризованы интервалы глубин 2796—2810, 2882—2887, 3000—3020, 3070—3080 и 3147—3153 м. В интервале 2796—2810 м встречены породы трех типов: 1) кварц-полевошпат-слюдяные сланцы с гранолепидобластовой структурой, сегрегационной сланцеватостью, высоким содержанием мусковита и биотита; степень постдиagenетических преобразований отвечает мусковит-биотитовой субфации фации зеленых сланцев регионального метаморфизма; 2) полевошпат-мусковит-биотит-кварцевый (двуслюдяной) гнейс лейкократового облика, характерно чередование широких (1,5—2 мм) лейкократовых полос кварц-полевошпатового состава с узкими (0,5—1,0 мм) мусковит-биотитовыми полосами; текстура гнейсовидная полосчатая, структура крупногранобластовая — в кварц-полевошпатовых полосах и лепидобластовая — в слюдяных; 3) лейкократовые граниты достаточно свежего облика.

В интервалах глубин 2882—2887 и 3070—3080 м отмечен гнейс аналогичного облика, а в интервале 3000—3020 м помимо него встречены кварцево-слюдяные сланцы. В призабойной зоне скважины (3147—3153 м) залегают двуслюдяные гнейсы (как и в интервале 2796—2810 м), крупнокристаллические свежие некатаклазированные граниты с типично гранитовой структурой, а также кварц-альбит-слюдяные сланцы с высоким содержанием мусковита и биотита, с грано- и лепидогранобластовой структурой, метаморфизованные на стадии зеленых сланцев (мусковит-биотитовая субфация). Во всех перечисленных интервалах отбора керна отмечены многочисленные зеркала скольжения, ориентированные вертикально.

Вышеизложенное свидетельствует о сложных взаимоотношениях в разрезе магматических и метаморфических пород. Возможно, что гнейсы и метаморфические сланцы прорваны гранитами более молодого возраста и представляют собой ксенолиты в теле интрузии. Однако сходные состав и текстурные особенности гнейсов и метаморфических сланцев позволяют рассматривать первые в качестве окраинных фаций гранитного плутона, образовавшихся в результате метасоматической переработки вмещающих толщ (протомагматиче-

ия гнейсовидность, по [10]). Второй вариант представляется более вероятным.

Интересная особенность северо-западного фрикарабогазыя — спорадическое развитие наплески слабометаморфизованных терригенных пород. Она установлена в скважинах 1 и 2 амды, 1, 2 и 3 Букбаш, 1 Бирбас и 6 Южный Аламурын. Максимальная ее мощность (54 м) отмечается в скв. 1 Тамды, минимальная (34 м) в скв. 6 Южный Аламурын. В нижней части толщи обычно залегают пачки песчаников мощностью 35—40 м с прослоями мелкогалечных конгломератов. В составе ластического материала присутствуют обломки сланцев, роговиков, молочно-белого мрамора, кварцитов размером до 2 см. Промежутки между гальками заполнены гравийно-песчаным материалом. В верхней части преобладают алевро-аргиллитовые разности пород серого, темно-серого, реже черного и оленоватого цветов.

Песчаники, алевролиты, гравелиты субаркозового, грауваккового и субграуваккового состава. Обломочная часть пород включает угловатые плохо окатанные зерна кварца, каменных полевых шпатов, плагиоклаза, листочков мусковита, биотита, хлорита, щепковидных обломков сланцев, кремнистых пород в различных процентных соотношениях. В отдельных прослоях содержится большое количество обугленного растительного детрита. Цемент хлорит-серпичитового состава. В алевро-аргиллитовых разностях набор кластического материала аналогичен.

Породы претерпели интенсивные вторичные преобразования (метагенез). Зерна кварца рапулированы, корродированы; отмечаются агрегационные структуры, слабое рассланцевание отложений. В отдельных более однородных по составу и сортировке песчано-алевроитовых прослоях появляются грано- и лепидогранобластовые структуры. И, наоборот, в алевролитах и песчаниках с базальным типом фундамента исходная обломочная структура относительно хорошо сохраняется и породы выглядят менее измененными. В целом же описываемые образования весьма напоминают верхнепалеозойские отложения Ракушечномысского свода [13]. Отметим, что перекрывающие их среднеюрские толщи испытали гораздо менее интенсивные вторичные изменения, соответствующие начальным стадиям катагенеза.

В скв 2 Букбаш из интервала глубин 2943—2950 м подняты образцы выветрелых гранитов, по внешнему облику напоминающие граниты коры выветривания. На электрокаротажных диаграммах интервал 2923—2962 м характеризуется записью, свойственной корам выветривания. Выше залегают описанная ранее нашлапка. Не исключено, что здесь вскрыта кора выветривания, развитая на гранитоидных породах. Примечательно, что и в остальных скважинах, где присутствует данная толща, ниже нее выделяется аналогичная зона по снижению электрического сопротивления пород и увеличению диаметра скважины. Однако керном эта часть разреза в других скважинах не освещена.

Слабометаморфизованная терригенная толща северо-западного склона Карабогазского свода по аналогии с близкими по генезису

образованиями Песчаномыско-Ракушечной зоны Южного Мангышлака может быть отнесена к нижней молассе варисцид.

Калий-аргоновым методом определен возраст гранитов из интервала 2866—2869 м скв. 1 Южный Аламурын в  $300 \pm 8$  млн. лет [8], что соответствует позднему карбону. Близкие значения абсолютного возраста получены В. М. Комаровой (ВАГТ) — 326 млн. лет. Возраст тоналитов, вскрытых в скв. 2 Букбаш, составляет 365—370 млн. лет [8]. Согласно определению, выполненному в Институте геологических наук КазССР (аналитик Г. А. Радченко), абсолютный возраст гранитоидов оценивается в 335—364 млн. лет ( $D_3 - C_1$ ). Калий-аргоновым методом определен возраст сланцев в скважинах 2 Южный Аламурын, составивший 278 млн. лет [4] и 1 Южный Аламурын — 228 млн. лет [7]. Наиболее вероятен раннепермский возраст. Приведенные цифры относятся к заключительной фазе тектоно-магматических воздействий на породу [4]. Отметим, что по времени они отвечают завершающим фазам варисцидического тектогенеза. Возраст же самих отложений, подвергшихся метаморфизму, может быть, естественно, более древним.

Представляют интерес палеонтологические данные о возрасте метаморфических толщ. Так, в разрезе скв. 2 Букбаш в интервале 2943—2950 м К. В. Виноградовой (1975 г.) описаны древние формы мшоспор, залегающих *in situ*, — *Coniferae* sp. indet., *Stenozonotriletes* sp., *Hymenozonotriletes* sp., указывающих, по ее мнению, на палеозойский возраст вмещающих пород.

В пределах Кумсебиенского геоблока докембрийские образования вскрыты опорными скважинами 2 Кумсебиен и 1 Аламанел. В первой из них палеозой пройден с глубины 1257 до 1660 м (забой). По электрокаротажным данным разрез четко делится на две части: нижнюю (1606—1660 м), отличающуюся повышенным удельным электрическим сопротивлением, и верхнюю (1257—1606 м), характеризующуюся более расчлененным строением кривой кажущихся сопротивлений.

Отложения нижней части разреза представлены филлитовидными образованиями черного цвета, плотными, кремненными, с неровным раковистым изломом. В верхнем интервале появляются прослои туфов. Микроскопическое изучение показало, что филлитовидные сланцы сформировались по первично-глинистому материалу с высоким содержанием слюды. В алевроито-псаммитовых прослоях достаточно четко видна первичная обломочная структура породы, состоящая из остроугольных оскольчатых зерен кварца, полевых шпатов, чешуек слюды, кварцитов и эффузивов. Отложения в ряде случаев несут следы отчетливого рассланцевания. Вулканогенный материал представлен витро- и кристаллокластическими туфами. Верхняя часть разреза сложена такими же породами, но отличается более тонким чередованием отложений. В целом породы подверглись относительно слабым вторичным изменениям, присущим стадии среднего-глубокого метагенеза. Характерная особенность толщ — ее значительная дислоцированность: в керне отмечены углы напластования, ориентированные под углами 50—60°.

Близкие по генезису породы вскрыты на площади Аламанел (скв. 1) в интервале глубин 2180—2316 м. В составе кластического материала, слагающего песчаники, участвуют кварц, кислые плагиоклазы, обломки кремнисто-серицитовых, кремнистых и хлоритовых сланцев, кремнисто-халцедоновых пород, кислых эффузивов, аплитов, гранит-аплитов, чешуйки слюды. Обломки практически не окатаны. Цемент хлорито-глинистый или кремнисто-серицитовый. Возраст пород достоверно не установлен. Абсолютный возраст филлитовидных сланцев, вскрытых Кумсебенской скважиной в интервале глубин 1646—1650 м, 262 млн. лет ( $P_1$ ). По времени и условиям образования они могут быть, вероятно, сопоставлены со слабометаморфизованными терригенными отложениями северо-западного склона Карабогазского и Ракушечномысского сводов, а также Жетыбай-Узенской ступени.

В пределах Туаркырской антиклинали в естественных обнажениях достаточно подробно изучены метаморфические породы палеозоя и магматические образования основного и ультраосновного ряда, имеющие с первыми тектонический контакт [2, 14]. Метаморфические разности представлены серыми и черными глинистыми и кремнистыми сланцами, содержащими прослойки и линзы мраморизованных известняков и кварцитов; интенсивно дислоцированы: падение слоев на северо-восток под углом 70—80° при общем северо-западном простирании, иногда наблюдается вертикальное залегание и даже обратное падение слоев. Среди сланцев Е. А. Худобиной описаны линейные выходы брекчированной кремнистой породы, представляющей собой, как показали петрографические исследования, раздробленные и замещенные кремнеземом известняки и частично кремнисто-глинистые сланцы, приуроченные к зоне дробления. Кончается линейная зона обнажений небольшим гребневидным холмом, сложенным черными яшмовидными породами с многочисленными радиоляриями плохой сохранности. Подобные радиолярии, из которых А. И. Жамойдой определены среднепалеозойские формы, встречаются в кремнисто-глинистых сланцах.

Метаморфические породы широко распространены в виде обломков и галек в грубообломочной красноцветной осадочной толще перми, где кроме них отмечены гальки известняков, содержащих силурийскую и девонскую фауну [2]. Судя по сохранности фаунистических остатков и форме галек, источник обломочного материала располагался на незначительном удалении. Последнее подтверждается буровыми работами, проведенными в 1979—1980 гг. на северо-западе Туаркырской антиклинали. Здесь С. Е. Ефимовым в ядре поднятия выявлены блоки пород, сложенные мощной (более 300 м) толщей светлых мраморизованных известняков, перекрытых продуктами юрской коры выветривания. Нижняя граница толщи не вскрыта. Контакт с палеозойскими сланцами тектонический. В верхах разреза, на глубину более 100 м, развиты каверновые и карстовые полости, размеры которых превышают 1,5 м. В известняках обнаружена обильная фауна морских ежей и лилий, брахиопод, фораминифер, мшанок, из которых определены лишь брахиоподы отряда *Pentamerida*

(заключение Р. Е. Алексеевой), существовавшие в раннем и среднем палеозое и вымершие в франском веке. С. Е. Ефимовым также описаны лампрофиров и спилиты, имеющие активный контакт со сланцевой толщей.

Основные и ультраосновные породы изучены как в обнажениях [2, 14], так и в керне буровых скважин. Магматические породы Туаркыра образуют сложный ряд от ультраосновных разностей до габбро. Группа габброидных пород представлена уралитизированными габбро и габбро-норитами. Кроме того, здесь описаны породы дайкового комплекса (диоритовые и плагиоклазовые порфириты) и амфиболиты. Ультрабазиты обычно сильно катаклазированы, зачастую в результате выветривания превращены в грязно-зеленые рухляковые разности. Интенсивная раздробленность (вплоть до превращения в тектониты), серпентинизация, тектонические контакты с палеозойскими метаморфическими породами указывают на то, что данные образования залегают здесь в виде тектонических пластин. Е. Н. Худобина, детально изучавшая этот комплекс, пришла к выводу о первичной номинеральной пироксенитовой природе ультраосновных пород, не содержащих полевых шпатов, а также об их древности и глубинности.

Итак, есть все основания считать, что в районе Туаркыра обнажен и вскрыт скважинами офиолитовый комплекс пород варисийской геосинклинали.

Вышеизложенное свидетельствует о том, что фундамент обширных районов юго-запада Туранской плиты сложен слабометаморфизованными породами, прорванными в пределах выступов гранитоидами позднего палеозоя. Кремнисто-сланцевые и яшмовые образования Туаркыра, содержащие магматические породы спилит-диабаз-кератофировой формации, вероятно, наиболее древние и отвечают ранним этапам развития геосинклинали. Известные здесь протрузивные ультрабазиты, габброиды и зеленокаменные породы могут быть отождествлены с меланократовым комплексом фундамента, как это и показано на тектонической карте Северной Евразии [15]. На Туаркыре они образуют небольшие тектонически обособленные клиновидные блоки шириной от первых метров до 100 м и более, протяженностью в первые километры. Эти породы вследствие высокой плотности и магнитной активности отчетливо отражаются в естественных геофизических полях, анализ которых позволил проследить их развитие на юго-восток и северо-запад от Туаркыра на расстояние около 800 км [12].

Метаморфические породы, вскрытые скважинами в пределах выступов фундамента, прорванные гранитоидами девона — карбона, по-видимому, имеют ранне-среднепалеозойский возраст. Найденные отпечатки древесины в керне Северо-Карагинских скважин исключают докембрийский по мнению ряда исследователей, возраст Южно-Мангышлакского геоблока. Для пород характерен региональный метаморфизм в мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев. В наиболее эродированных участках, а также зонах интенсивной гранитоидной переработки степень метаморфизма несколько возрастает, достигая мусковит-био-

титовой субфации. На склонах выступов местами сохранились слабометаморфизованные терригенные образования, отвечающие нижней молассе. В пределах же поднятий им по возрасту соответствует комплекс малых интрузий.

На рассматриваемой территории нет прямых указаний на присутствие в составе фундамента континентальной коры более древнего возраста, чем палеозойский. Единичный случай определения калий-аргоновым методом абсолютного возраста гранитоидов на площади Карши в 440 млн. лет (силур—ордовик) на фоне девонско-каменноугольных гранитоидов и комплекса малых интрузий, образующих закономерный формационный ряд завершающей стадии геосинклинального магматизма, не может служить веским доводом в пользу широкого развития докембрийской коры в пределах Карабогазского свода, хотя мы и не отрицаем возможности существования отдельных обломков более древнего основания в теле фундамента юго-запада Туранской плиты. Нельзя исключать, что данные гранитоиды — наиболее древние образования, фиксирующие начальные стадии формирования коры континентального типа. Вопрос об их генезисе мог бы проясниться после проведения химического анализа.

В качестве доказательства докембрийского возраста фундамента Карабогазского свода в работе [4] приводятся гнейсы, вскрытые в скв. 1 Тамды, а также метаморфические сланцы Южного Аламурына и амфиболиты Каршинской площади. Одновременно с этим метаморфизованные базальтоидные породы, вскрытые скв. 4 Джанаорпа, относятся В. С. Князевым и др. [4] к среднему силуру—раннему девону. Как уже подчеркивалось, локальное увеличение степени метаморфизма пород наблюдается в зонах, приближенных к интрузиям, и обусловлено наложением контактового метаморфизма на региональный. Несомненно и то, что степень метаморфизма пород — весьма ненадежный и условный показатель возраста. Амфиболиты данного региона являются ортопорадами. Находясь в тесной ассоциации с первично-терригенными породами, они были метаморфизованы в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, на который в ряде случаев наложилось термальное воздействие гранитоидных интрузий.

В заключение отметим, что обнаружение гранитоидов, сформировавшихся на рубеже раннего—среднего палеозоя, и метаморфических пород более высоких, чем зеленосланцевая, фаций метаморфизма на фоне сравнительно слабо преобразованных толщ, прорванных многочисленными интрузиями варисийского цикла тектогенеза, не может служить убедительным доводом в пользу докембрийского возраста фундамента рассматриваемой территории. Карабогазский геоблок представлял собой, скорее всего, антиклинорную часть палеозойской геосинклинали юга СССР. Имеющиеся определения абсолютного возраста метаморфических пород (конец карбона—ранняя пермь) относятся к заключительной фазе тектоно-магматических процессов, приведших к дислокациям нижних моласс. Время интенсивного горообразования фиксирует грубообломочная красноцветная верхнепермская молас-

са, развитие которой установлено в ряде районов юго-запада Туранской плиты.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буш В. А., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г. Тектоника эпигеосинклинального палеозоя. Туранской плиты и ее обрамления. М., Наука, 1975.
2. Геология СССР. Т. XXII, кн. I. М., Недра, 1972.
3. Грибков В. В., Лобачев А. В., Калугин А. К. Гальки нижнекаменноугольных пород в юрских отложениях Мангышлака и Устюрта. М., ВИЭМС, 1968.
4. Князев В. С., Титова Г. М., Шнип О. А. Метаморфические породы фундамента Туркменской антеклизы.— В кн.: Петрография фундамента и осадочных отложений нефтегазоносных областей СССР. М., 1977, с. 15—20. (Тр. МИНХ и ГП, вып. 130).
5. Крымгольц Е. Г. Некоторые условия залегания нефти на месторождении Оймаша (Южный Мангышлак).— В кн.: Нетрадиционные источники углеводородов. Л., 1982, с. 81—90. (Тр. ВНИГРИ).
6. Курпин П. Н., Мирзаханов М. К. Новые данные о строении фундамента Южного Прикарабагазья.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, т. 37, вып. 2, с. 5—23.
7. Курпин П. Н. Возраст и структура фундамента Карабогазского свода.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 6, с. 387—391.
8. Курпин П. Н. Магматические породы фундамента Южного Мангышлака.— Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 2, с. 387—391.
9. Летавин А. И. Фундамент молодой платформы юга СССР. М., Наука, 1980.
10. Магматические горные породы. Ч. 2. Под ред. О. А. Богатикова. М., Наука, 1983.
11. Попков В. И., Япаскурт О. В. К строению фундамента Мангышлака.— Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 2, с. 423—425.
12. Попков В. И. О западном продолжении складчатых сооружений Туаркыра.— Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984, т. 59, вып. 2, с. 43—49.
13. Попков В. И., Япаскурт О. В., Клычников А. В. Доюрские образования Песчаномысско-Ракушечной зоны Южного Мангышлака.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1984, т. 59, вып. 4, с. 95—101.
14. Судо М. М. О выходах «габбро» в Туаркыре.— Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн. хим. и геол. наук, 1978, № 5, с. 127—128.
15. Тектоническая карта Северной Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000. Редакторы А. В. Пейве, А. Л. Яншин. М., ГУГК, 1979.
16. Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. А. А. Бакиров, Р. И. Быков, В. П. Гаврилов и др. М., Недра, 1970.