

УДК 551.24 (574.23)

**В.Н. ЛЮБЕЦКИЙ<sup>1</sup>, А.Т. УРДАБАЕВ<sup>2</sup>**

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ТЕНИЗ-КОКШЕТАУСКОЙ ВНУТРИПЛИТНОЙ МЕГАСТРУКТУРЫ

Теніз ойпаны және Көкшетаудағы микроконтиненттеріндегі литосфера құрылышының сипатталған ерекшелігі, мантай плюманың дамуымен және плюбының ішкі текталарының мегакұрылымдарының ерекшелігіне байланысты.

Охарактеризована специфика строения литосферы Кокшетауского микроконтинента и Тенизской впадины, тесно взаимосвязанных в своем развитии деятельностью мантийного плюма и образующих единую внутрив плитную надплюмовую мегаструктуру.

Specific construction of lithosphere of the Kokshetau microcontinent and Teniz depression, which were closely interconnected in their development by activity of the mantle plum forming a united intraplate above plum megastructure is characterized.

Изучение глубинного строения земной коры Тениз-Кокшетауской внутрив плитной мегаструктуры основано, главным образом, на данных сейсмометрии и глубинной электрометрии, в меньшей мере – грави- и магнитометрии. Тениз-Кокшетауская мегаструктура овально-концентрической формы с радиусом выше 250 км охватывает Кокшетауский микроконтинент и примыкающую к нему с юга Тенизскую впадину (рис. 1). Кокшетауский микроконтинент пересечен восемью профилями МОВЗ-ГСЗ и двумя геотраверсами – «Битум» и «Батолит», по которым выполнены комплексные исследования, включая методы МОВЗ-ГСЗ и МТЗ. Глубинное строение Тенизской впадины охарактеризовано двумя взаимопересекающимися профилями: ГСЗ («Темиртау–Куйбышев») и МОВЗ-ГСЗ («Мери-диан»). Глубина исследований методом сейсмического зондирования не превышает 70 км и чаще всего ограничивается земной корой, а методом магнито-теллурического зондирования достигает 200 км. Структуры верхних горизонтов земной коры достаточно уверенно отображены в гравитационном поле.

Региональные сейсмические профили обработаны по единой методике и в результате отстро-

ены структурно-скоростные модели [5] и выполнена двумерная количественная интерпретация комплексных материалов сейсмо-, грави- и магнитометрии на основе компьютерной обработки по программе С.В. Долгова.

Область Кокшетауского микроконтинента и Тенизской впадины как единая мегаструктура, исторически связанная в своем развитии, впервые была выделена М.А. Абдулкабировой [1] в качестве концентрически – зонального Тениз-Кокшетауского сводового поднятия. Однако, причины его возникновения и дальнейшего развития длительное время оставались нераскрытыми. И лишь более поздними сейсморазведочными работами была выявлена апикальная часть мантийного плюма с центром в области Тенизской впадины. Последняя является типичным надплюмовым бассейном, где влияние мантийного плюма было наиболее активным. В пределах Кокшетауского микроконтинента и по его периферии воздействие плюма проявилось в более ослабленном виде, но насыщение коры мантийным материалом здесь было весьма велико, и процессы мантийно-коровых взаимодействий проявлены достаточно широко. Они находят отражение в соотношении и ве-

<sup>1</sup> Казахстан, 050010, Алматы, ул. Кабанбай батыра, 69а, Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева.

<sup>2</sup> Казахстан, 050010, Алматы, ул. Кабанбай батыра, 69а. Специализированное гравиметрическое предприятие Комитета геологии и недропользования РК.

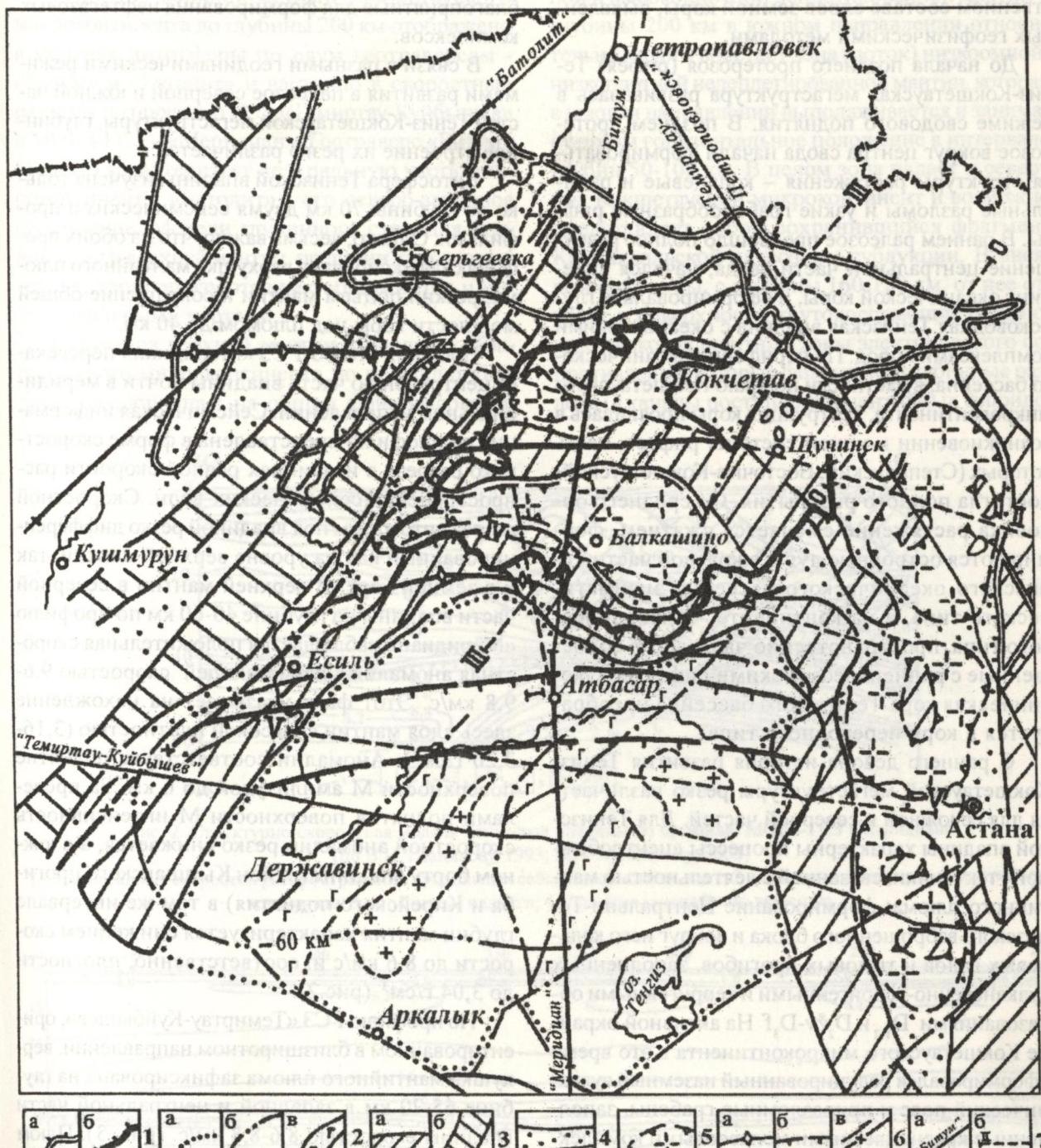


Рис. 1. Схема тектонического строения Тениз-Кокшетауской внутриплитной мегаструктуры

- 1 - граница выходов докембра - а, в том числе в пределах Кокшетауского микроконтинента - б;
- 2 - граница Тенизской зоны рассеянного спрединга - а, проекция на поверхность мантийного плюма - б, поднятие каледонского фундамента в основании Тенизской впадины, сложенные кремнисто-базальтовой ассоциацией пород  $\epsilon$ - $O_2$  - в;
- 3 - полосы положительных аномалий  $\Delta g$ , отмечающих эклогит-гранулито-гнейсовые пояса - а, зеленокаменные - б;
- 4 - полосы отрицательных аномалий  $\Delta g$ , отвечающие зонам ультраметаморфизма, гранитизации, формирования гранито-гнейсовых куполов и перемещенных гранитоидов;
- 5 - реликты гранито-гнейсовых куполов;
- 6 - разлом, условно отождествляемый с фрагментами Калмаккольской зоны субдукции - а, надвиги, контролирующие блоки эксгумированных глубинных пород, зафиксированных сейсмометрией - б, крупные сдвиги - в;
- 7 - профили геофизических наблюдений: комплексных на геотраверсах - а, методом обменных волн землетрясений - б.

ственном составе слоев земной коры, выявленных геофизическими методами.

До начала позднего протерозоя (рифея) Тениз-Кокшетауская мегаструктура развивалась в режиме сводового поднятия. В позднем протерозое вокруг центра свода начали формироваться структуры растяжения – кольцевые и радиальные разломы и узкие грабенообразные рифты. В раннем палеозое произошло полное разрушение центральной части свода, начался спрединг океанической коры, и сформировалась глубоководная Тенизская впадина с океаническими комплексами пород. По периферии океанического бассейна, в частности по краю Кокшетауского микроконтинента, деструкция коры проявилась в возникновении мощной системы рифтов, часть которых (Степнякский, Восточно-Кокшетауский) достигла полного раскрытия. Со среднего ордовика растяжение сменяется сжатием, формируются островные дуги: в краевой части Тенизского океанического бассейна энсиматического типа, а на континенте – энсиалического типа, пространственно чаще всего совмещенные с раннепалеозойскими рифтами. Океаническая кора Тенизского бассейна преобразуется в кору переходного типа.

С раннего девона история развития Тениз-Кокшетауской мегаструктуры резко различается для ее южной и северной частей. Для Тенизской впадины характерны процессы «центробежной» тектоники, связанной с деятельностью мантийного плюма: формирование Центрально-Тенизского взброшенного блока и вокруг него кольцевых валов и тыловых прогибов, заполненных вулканогенно-терригенными и терригенными образованиями  $D_{1-2}$  и  $D_2 \text{žv}-D_3 f$ . На активной окраине Кокшетауского микроконтинента в это время сформировался редуцированный наземный вулканический пояс и приразломные грабены, заполненные красноцветными молассовыми комплексами. В среднем-позднем палеозое и начале мезозоя Кокшетауский микроконтинент развивается в платформенном режиме, а территория Тенизской впадины, охваченная обширной морской трансгрессией, представляет собой тыловую область Балхаш-Илийского вулканического пояса. В южной и юго-восточной частях впадины образовались глубоководные прогибы, где накапливались квазиплатформенные карбонатно-терригенные толщи большой мощности, в том числе и

благоприятные для формирования нефтегазовых комплексов.

В связи с разными геодинамическими режимами развития в палеозое северной и южной частей Тениз-Кокшетауской мегаструктуры, глубинное строение их резко отличается.

Литосфера Тенизской впадины изучена только до глубины 70 км двумя сейсмическими профилями. Однако, весьма важно, что на обоих профилях зафиксирована верхушка мантийного плюма, резкий подъем мантии и сокращение общей мощности коры над плюмом до 40 км.

Профиль МОВЗ-ГСЗ «Меридиан» пересекает центральную часть впадины почти в меридиональном направлении. Сейсмическая информация по профилю представлена в форме скоростного разреза в изолиниях равной скорости распространения сейсмических волн. Скоростной разрез литосферы под впадиной резко дифференцированный как на уровне верхней мантии, так и в земной коре. В верхней мантии в северной части впадины на глубине 40-60 км по профилю «Меридиан» наблюдается положительная скоростная аномалия с нарастающей скоростью 9,6-9,8 км/с. Этот факт указывает на нахождение здесь слоя мантии с высокой плотностью (3,16-3,20 г/см<sup>3</sup>). Аномалии соответствует поднятие поверхности М амплитудой до 6 км. За пределами поднятия поверхности М интенсивность скоростной аномалии резко снижается, а в южном борту впадины (район Кыпшакского прогиба и Кирейского поднятия) в том же интервале глубин мантия характеризуется снижением скорости до 8,6 км/с и, соответственно, плотности до 3,04 г/см<sup>3</sup> (рис.2).

По профилю ГСЗ «Темиртау-Куйбышев», ориентированном в близширотном направлении, верхушка мантийного плюма зафиксирована на глубине 65-70 км в западной и центральной части впадины скоростью 8,6-8,8 км/с. (рис. 3). Плюм внедрялся с севера и северо-запада на юг и юго-восток. Во фронтальной части он армирован системой взбросо-надвигов. На его фронте расположен Центрально-Тенизский мегаблок коры сиалического типа. Кровле плюма соответствует поднятие поверхности М амплитудой в 4-6 км. В современном виде колонна магматического вещества мантийного плюма состоит из раскристаллизованного вещества: в нижней части ультраосновного состава, а в верхней - основного.

Строение верхней мантии Кокшетауского микроконтинента до глубины 200 км отображено в моделях литосферы по двум геотраверсам - «Битум» и «Батолит» и частично в скоростных разрезах по профилю ГСЗ «Темиртау-Куйбышев» и МОВЗ-ГСЗ - «Меридиан». Геотраверс «Битум» (Тенгиз) характеризует центральную часть микроконтинента, «Батолит» - его северо-западное обрамление. Модели глубинного строения земной коры и верхней мантии, по линии этих геотраверсов, характеризуются как общими, так и индивидуальными чертами.

Структура верхней мантии в пределах Кокшетауского микроконтинента по профилю «Битум» неоднородная: на общем фоне высокоом-

ной и высокоплотной деплетированной мантии с глубины 200 км в южном направлении относительно пологого восстаёт зона (поток) низкоомной, низкоплотной недеплетированной мантии, которая в южном направлении выполняется и занимает почти горизонтальное положение в интервале глубин 50-100 км. В целом зона падает к северу под Кокшетауский микроконтинент и возможно представляет собой сохранившийся фрагмент Калмаккольской палеозоны субдукции. В висячем боку зоны, с глубины 160-120 км, от неё отходят к поверхности крутовосстающие оперяющие низкоградиентные зоны электрического сопротивления, которые фиксируют глубинные разломы - каналы поступления мантийных флюидов.

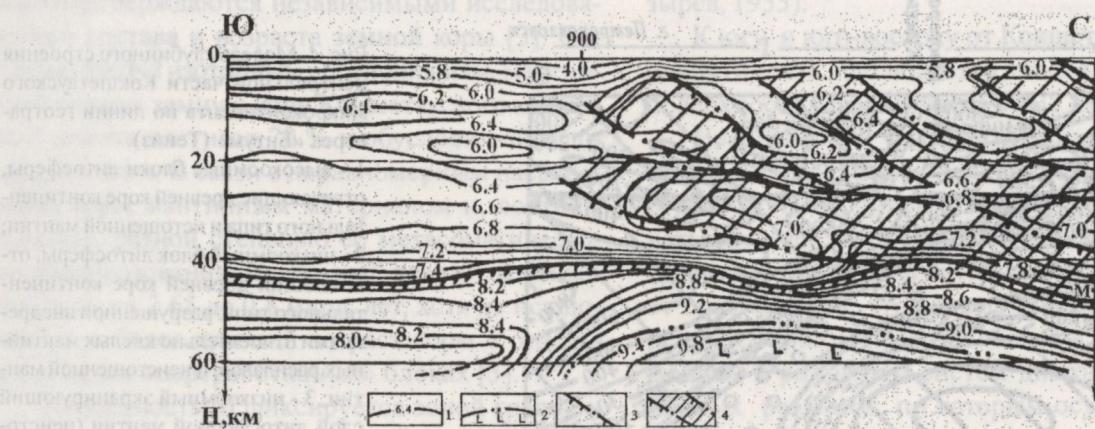


Рис. 2. Структурно-скоростная модель Тенизской впадины по профилю МОВЗ-ГСЗ «Меридиан»  
(по В.И. Шацилову, 1993; В.Н. Любецкому, 2002)

1 - линии равных скоростей распространения продольных сейсмических волн, км/с; 2 - предполагаемая кровля мантийного астенолита; 3 - глубинные надвиги; 4 - пластины мантийного вещества.

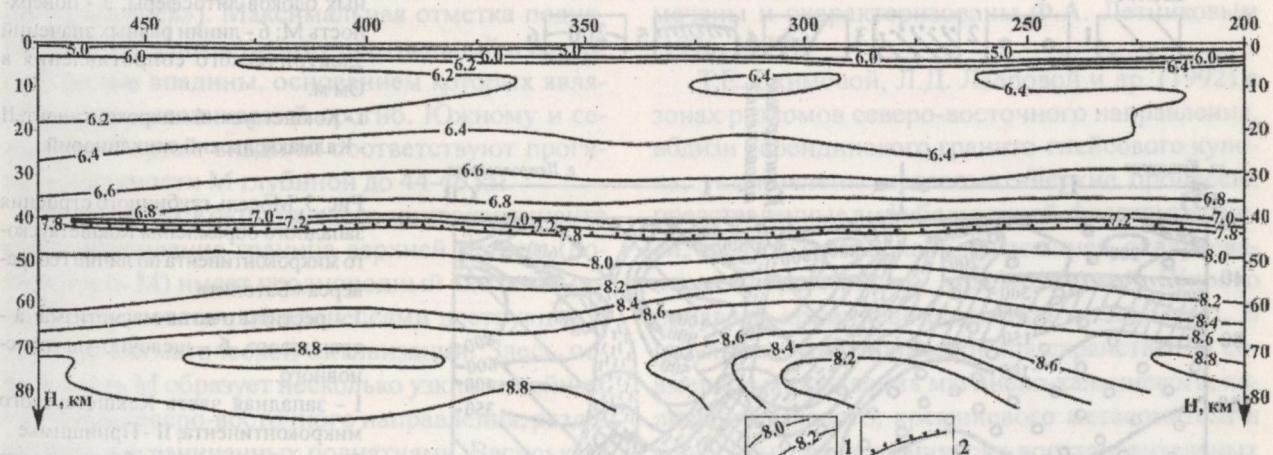


Рис. 3. Структурно-скоростная модель Тенизской впадины по профилю ГСЗ «Темиртау-Куйбышев»  
(по В.И. Шацилову, 1993)

1 - линии равных скоростей распространения продольных сейсмических волн, км/с; 2 - поверхность Мохоровичича.

потоков с больших глубин в верхнюю часть мантии и земную кору (рис. 4).

По профилю «Батолит» строение мантии сходное, но глубинная зона здесь более широкая (до 50-60 км) и система оперяющих низкоградиентных зон, охватывающих западную часть микроконтинента, более масштабная (рис. 5). Поэтому западная часть микроконтинента, расположенная вблизи Кушмурунского линейного выступа мантийного астенолита, более интенсивно разрушена и переработана мантийными флюидопотоками в процессе нескольких этапов тектономагматической активизации.

Со временем в мантии возникают различные

обе глубинные зоны по своему положению на границе блоков разрушенной континентальной коры и деплектированной мантии, с одной стороны, и существенно меланократовой коры и недеплектированной мантии – с другой, аналогичны зонам Беньофа.

Отличительной чертой разреза литосферы микроконтинента является «сжатость» блоков верхней мантии, поэтому глубинная зона здесь узкая, сдавленного типа.

Сходство геоэлектрических разрезов Кокшетауского микроконтинента и его западной периферии заключается в том, что глубине здесь

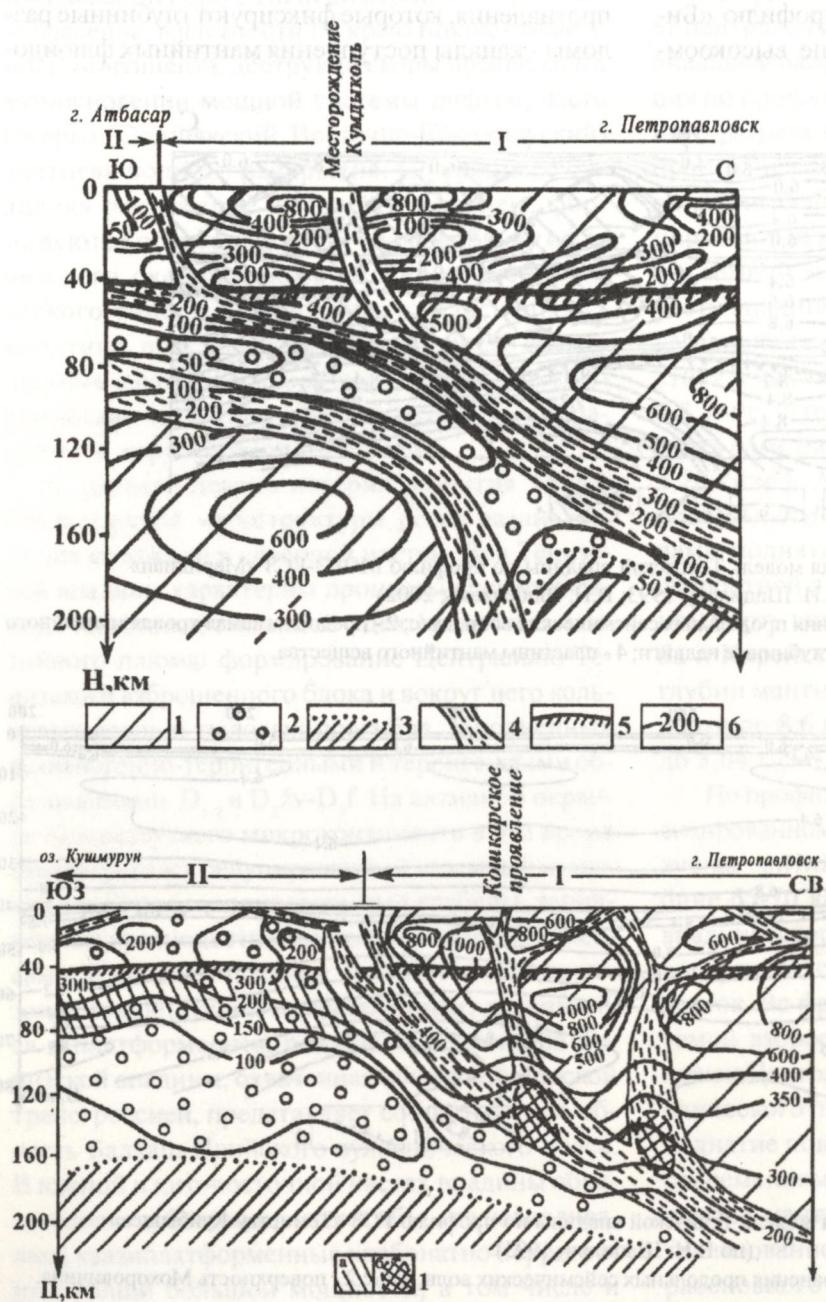


Рис. 4. Модель глубинного строения центральной части Кокшетауского микроконтинента по линии геотраверса «Битум» (Тениз)

1 - высокомоменные блоки литосферы, отвечающие древней коре континентального типа и истощенной мантии; 2 - низкомоменный блок литосферы, отвечающий древней коре континентального типа, разрушенной внедрениями относительно кислых мантийных расплавов, и неистощенной мантии; 3 - низкомоменный экранирующий слой литосферной мантии (неистощенные гранатовые лерцолиты, богатые железом, с ксенолитами пиропсодержащих и алмазсодержащих эклогитов); 4 - глубинные разломы и зоны латерального смещения крупных блоков литосферы; 5 - поверхность M; 6 - линии равных значений электрического сопротивления в Ом·м.

I - Кокшетауский микроконтинент, II - Калмаккольский синклиниорий.

Рис. 5. Модель глубинного строения западного обрамления Кокшетауского микроконтинента по линии геотраверса «Батолит»

1 - рестики очагов магматизма: а - траппового, б - щелочно-ультраосновного.

I - западная часть Кокшетауского микроконтинента, II - Приишымье. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 4.

располагаются высокоомные блоки литосферной мантии истощенного состава, ограниченные наклонными зонами низких значений электрического сопротивления. Последние отвечают глубинным зонам поступления вверх неистощенного мантийного вещества, тепловых и флюидных потоков, а в земной коре - интенсивно разрушенным и переработанным этими процессами блокам континентальной коры сиалического состава.

В целом геоэлектрические разрезы свидетельствуют о том, что мантийно-коровые взаимодействия, связанные с деятельностью мантийного плюма, наиболее активно протекали в южной и западной частях Kokшетауского микроконтинента, хотя влияние их распространялось на всю эту структуру. Приведенные геофизические данные подтверждаются независимыми исследованиями состава и возраста земной коры [3]. Согласно Sm/Nd изотопным соотношениям, мантийный вклад в земную кору Kokшетауского микроконтинента достигал 70 % и обусловил «омоложение» коры. В связи с неравномерным насыщением коры мантийным материалом и, соответственно, разной степенью ее метасоматического преобразования, модельный возраст коры колеблется от 2.65 до 0.8 млрд. лет, хотя не исключается и более древний возраст коры в отдельных, менее «переработанных» блоках [3].

Поверхность М фиксируется зоной градиентов скорости распространения сейсмических волн от 7,2 до 8,4 км/с. В данном конкретном случае она отождествлена с изолинией 8,1 км/с. Поверхность М в пределах Тенизской впадины образует поднятие с двумя пиками (профиль «Тенизтау-Куйбышев»). Максимальная отметка поднятия (-40 км) соответствует центральной и северной частям впадины, основанием которых является палеоокеанический прогиб. Южному и северному бортам впадины соответствуют прогибы поверхности М глубиной до 44-46 км.

В пределах Kokшетауского микроконтинента и его обрамления граница верхней мантии (поверхность М) имеет неоднородный сложный рельеф, обусловленный процессами деструкции и тектономагматической активизации. Здесь поверхность М образует несколько узких линейных прогибов северо-восточного направления, разделенных и ограниченных поднятиями. Васильковско-Чистопольский прогиб прослеживается на расстоянии около 400 км при ширине от 20 до 50 км. Глубина до поверхности М в его эпицентре составляет 45-47 км. Осевая линия прогиба со-

впадает с Васильковско-Березовским разломом. Атбасар-Боровский прогиб поверхности М ориентирован вдоль крупнейшего Александровско-Дороговского глубинного разлома; на юге (в районе Калмаккольской синформы) и севере (в районе Восточно-Кокшетауского прогиба) он резко расширяется и приобретает широтное направление. Для южной части этого прогиба характерны максимальные мощности земной коры - 50 км. Здесь прогиб совпадает с южной границей Зерендинского гранито-гнейсового купола. Жолымбет-Богембайский прогиб поверхности М, охватывающий восточную периферию Тениз-Кокшетауской мегаструктуры, прослеживается от широты г. Астаны до Западной Сибири, где он подтвержден сейсмическими зондированиями (Пузырев, 1955).

К югу и юго-востоку от Kokшетауского микроконтинента наблюдается общее воздымание поверхности М до глубины 40-35 км.

Несовпадение рельефа глубинной границы раздела земной коры и верхней мантии с планом структур докембрийского и каледонского складчатых этажей и отвечающих им региональных гравитационных и магнитных аномалий позволяет предполагать, что рельеф поверхности М коренным образом перестраивался в связи с заложением и развитием систем диагональных глубинных разломов, по которым осуществлялась дегазация верхней мантии и происходили глубокие метасоматические преобразования земной коры.

Признаки метасоматических преобразований вдоль линий глубинных разломов впервые подмечены и охарактеризованы Ф.А. Летниковым (1975, 1977).

Т.Е. Екимовой, Л.Д. Лавровой и др. (1992) в зонах разломов северо-восточного направления, вблизи Зерендинского гранито-гнейсового купола, установлены метасоматические процессы, представленные амфиболизацией, флогопитизацией, биотитизацией, карбонатизацией, окварцеванием, хлоритизацией, графитизацией. Широко проявлен кремниево-щелочной метасоматоз. В результате этих процессов пространственно смещены проявления магниево-кальциевого, калиево-натриевого, кремниевого метасоматоза и минералы, образовавшиеся в восстановительных (графит) и высокобарических (гранат, глаукофан и др.) условиях.

В 1988-1989 гг. В.Н. Любецким и др. проведено определение состава и содержания остаточ-

ных газов, законсервированных в гранитах, расположенных в пределах Васильковско-Чистопольского прогиба поверхности М. Граниты опробованы по линии протяженностью 90 км вкрест профиля указанного прогиба. Пробы анализировались методом газовой хроматографии при продувке раздробленных проб горячим гелием, разработанным Ф. А. Летниковым и др. (1977). Этот метод дает возможность определять законсервированные в породе  $H_2$ ,  $CH_4$ ,  $CO$ ,  $N_2$ ,  $CO_2$  и  $H_2O$ . Идентичность пород контролировалась полным силикатным анализом каждой пробы.

Высокое содержание суммы восстановленных газов в гранитах (0,7-0,9 мг/г) установлено над эпицентром прогиба; за его пределами оно снижается до 0,2-0,3 мл/г. Та же картина повторяется по содержанию водорода: 0,46-0,40 мл/г в эпицентре, 0,10-0,12 мл/г на бортах. Содержание угарного газа меняется слабо (0,20-0,25 мл/г и 0,15-0,20 мл/г). Следовательно, в составе восстановленного мантийного флюида преобладала водородная составляющая (коэффициент водородной специализации колеблется от 10 до 60), и повышенная дегазация мантии по зонам глубинных разломов происходила за счет усиленного поступления водорода.

Разломы северо-восточного направления являлись наиболее активными проводниками глубинного восстановленного флюида. По мере его подъема и окисления происходили широкое взаимодействие компонентов флюида и пород верхнего слоя мантии, глубинный метасоматоз последних и выплавление большого объема андезибазальтов и андезитов, нараставших базальтовый слой земной коры колоннами магматического вещества снизу. Линии, по которым эти процессы развивались наиболее интенсивно, отметились «просадкой» кровли поверхности М, приращением мощности гранулит-базитового слоя. Участки резких потерь скоростных границ фиксируют не что иное, как вертикальные колонны глубоких метасоматических и магматических преобразований нижних частей земной коры и верхнего слоя мантии. Поскольку указанные выше метасоматические процессы тесно связаны с рудообразованием, то линейные прогибы поверхности М приобретают определенное поисковое значение в качестве глубинных рудоконтролирующих структур, сформировавшихся в условиях высокой тектонической активности и глубокой проницаемости земной коры.

Современная земная кора Кокшетауского микроконтинента и Тенизской впадины также раз-

личаются по своей структуре, мощности и составу. Определение типа палеокоры производилось по соотношению мощностей вулканогенно-осадочного и гранитно-метаморфического слоев. В тех случаях, когда вулканогенно-осадочный слой формируется в условиях эпиконтинентального моря на сиалической коре, это соотношение меньше единицы. Если же он формируется на интенсивно разрушенной деструкцией сиалической коре или коре океанического типа, это соотношение больше единицы. Мощность гранулит-базитового слоя при этом не учитывалась, поскольку ее приращение ведет, в конечном итоге, к выравниванию мощности палеоконтинентальной и палеоокеанической коры и превращению их в континентальную новообразованную кору.

Современная новообразованная континентальная земная кора Тенизской впадины сокращена в мощности (до 40 км). Расчленение коры на слои на сейсмических разрезах выражено достаточно четко скоростными неоднородностями. Выше границы М выделяется гранулит-базитовый слой (нижняя кора), кровля которого условно отождествляется с изолинией 6,8 км/с; средняя плотность слоя - 2,9 г/см<sup>3</sup>. За кровлю вышележащего гранитно-метаморфического слоя (верхней коры) принята изолиния 6,2 км/с; средняя плотность слоя - 2,8 г/см<sup>3</sup>. Внутри гранитно-метаморфического слоя в южной части впадины фиксируются две линзы низкоскоростных (6,2-6,0 км/с) и низкоплотных (2,65 г/см<sup>3</sup>) пород. Эти зоны скоростной и плотностной инверсий в земной коре (зоны «эквикогезии») свидетельствуют о присутствии на глубине древнего сиалического цоколя пород. Появление этих зон может быть обусловлено концентрацией пластовой воды, высвободившейся из горных пород в процессе их метаморфизма при высоких температуре и давлении. При этом происходит увеличение объема системы «порода-вода» и растрескивание горных пород, снижающие свойственные им плотность и скорость прохождения сейсмических волн.

Судя по соотношению мощности вулканогенно-осадочного и гранитно-метаморфического слоев, составляющими 0,56, 0,24, 0,14, 0,30 и т.д. в пределах южной части Тенизской впадины и 1,08, 2,29, 1,68, 1,56 и т.д. - ее северной части (Калмакольский район), южная часть впадины формировалась на континентальной коре, а северная - в условиях континентальной коры, но подвергшейся интенсивному разрушению, спредингу и базификации. Таким образом, в пределах Тенизской впадины выделяются два мегаблока

земной коры: южный, в основании которого находится террейн древней земной коры сиалического типа, и северный - с сиалической корой, сильно разрушенной деструкцией и последующим спредингом, которая по своим физическим параметрам приближается к субокеанической коре. Граница между этими мегаблоками по особенностям гравитационного поля прослеживается в широтном направлении через центр Тенизской впадины.

Южный блок характеризуется плавным нарастанием скорости распространения сейсмических волн от 5,6 км/с вблизи поверхности до 8,0 км/с на глубине 42 км. В верхнем слое мантии скорость возрастает до 8,2-8,4 км/с. На глубине 52-60 км в области южного блока выделяется отрицательная аномалия, в пределах которой скорость понижается до 8,0 км/с на фоне прилегающих блоков со скоростью порядка 8,4-8,6 км/с.

Северный блок имеет более сложное строение, в сравнении с южным. Это аккреционный клин, представленный нагромождением надвиговых пластин, перемещенных по восстанию из мантии с севера на юг под углом от 15 до 30°. Надвиговые пластины сложены высокоскоростными (вероятно, мантийными) комплексами пород: наиболее глубокая из них в интервале глубин от 40 до 20 км характеризуется скоростью 6,8-7,2 км/с, а более поверхностные (5-25 км) - 6,4-6,2 км/с, плотностью - 2,8 г/см<sup>3</sup> (см. рис. 2).

Земная кора Кокшетауского микроконтинента зрелая, континентальная, значительной мощности (45-47 км), базифицирована, с увеличенным в мощности гранулит-базитовым слоем и сокращенным - гранитно-метаморфическим. Базификация (амальгамация) приурочена к линиям глубинных разломов, ограничивающих и рассекающих микроконтинент в северо-восточном направлении; приращение базальтового слоя в форме линз происходит снизу. В поверхности М линзам отвечают прогибы, которые фиксируют линии дегазации, т.е. каналы поступления в земную кору восстановленных газов и мантийных флюидов, обеспечивающих метасоматические изменения верхней мантии и коры и насыщающих кору базальтовым веществом. Под воздействием тепло- и флюидопотоков по избирательным линиям происходила гранитизация метаморфического субстрата микроконтинента с формированием гранито-гнейсовых куполов и plutонов перемещенных гранитоидов. В современном геотемпературном поле над ними сохранились повышен-

ные геотемпературные градиенты и высокие тепловые потоки.

Поверхность гранулит-базитового слоя (К) в пределах Кокшетауского микроконтинента располагается на глубине от 17,5 до 25 км, характеризуется преимущественно широтным направлением структур и тенденцией их к овально-изометрической форме. На карте мощности гранулит-базитового слоя сохраняется линейный северо-восточный план структур, наследующих направление структур поверхности М. Максимальные значения мощности этого слоя (27,5 км) характерны для зоны Васильковско-Березовского разлома (севернее Кумдыкольского блока) и южного отрезка Александровско-Дороговского разлома (юго-восточнее г. Атбасар). Базальтонасыщенность земной коры в пределах микроконтинента находится в прямой зависимости от мощности гранулит-базитового слоя. На уровне нижней половины гранулит-базитового слоя и поверхности мантии линзы с приращенным снизу базальтовым веществом (мощность приращения до 10 км) имеют северо-восточную ориентировку и чередуются с зонами, где подобного прироста не происходило. Для первых из них характерна максимальная мощность земной коры и высокая степень насыщенности последней базальтовым веществом. Предполагается их метасоматическое и магматическое происхождение в ордовике при участии мантийных восстановленных флюидов, базальтовых и андезитовых расплавов. Сглаженные формы рельефа поверхности гранулит-базитового слоя свидетельствуют о том, что колонны магматического вещества не прорывались на этот уровень, а кристаллизовались в основном в глубинных магматических очагах в основании земной коры.

Разломы северо-восточного направления после раскристаллизации основной массы базальтоидных магм, служили проводниками остаточных расплавов и потоков поздних восстановленных флюидов. Зоны, где подобные активные процессы не происходили, характеризуются пониженной мощностью земной коры и слабой насыщенностью базальтовым веществом.

Мощность гранитно-метаморфического слоя земной коры в пределах Кокшетауского микроконтинента меняется от 20 до 25 км и лишь в пределах северного борта Тенизской впадины она сокращается до 17,5-15 км. Гранитно-метаморфический слой характеризуется широтным планом структур, совпадающих по форме со струк-

турами поверхности гранулит-базитового слоя, что также свидетельствует о приращении линз базальтового слоя снизу.

Если для гранитно-метаморфического слоя характерно относительно небольшое число сейсмических границ, то базальтовый слой резко выделяется весьма высокой степенью расслоенности. Гранитно-метаморфический слой на участках интенсивной базификации характеризуется относительно меланократовым составом.

Таким образом, земная кора Кокшетауского микроконтинента при ее общей значительной мощности в значительной мере базифицирована и характеризуется сокращенной мощностью собственно гранитно-метаморфического слоя. Резко выражена тенденция приуроченности базификации коры к линиям крупнейших глубинных разломов, ограничивающих микроконтинент и рассекающих его в северо-восточном направлении. Зоны изменения мощности гранулит-базитового слоя и коэффициента базальтоидности в общих чертах совпадают с таковыми структур поврежности М. Прогибам этой поверхности отвечают линейные гребневидные утолщения базальтового слоя, поднятиям - наоборот, «утонения».

На основе особенностей физических полей и геодинамики развития прибрежных структур изучено строение каледонского фундамента Тенизской впадины. В ее центральной части, над апикальной частью мантийного плюма, расположено поднятие фундамента - гетерогенный мегаблок, которому соответствует положительная гравитационная аномалия близкой к прямоугольной формы. На основании интерпретации комплексных данных сейсмо-, грави- и магнитометрии в области поднятия в интервале глубин от 2-3 до 40 км выделены вулканогенно-осадочный слой, сложенный породами раннего палеозоя (с плотностью 2,7 г/см<sup>3</sup>), гранитно-метаморфический (2,8 г/см<sup>3</sup>) и гранулит-базитовый (2,9 г/см<sup>3</sup>) слои древней коры континентального типа. Поверхность М приподнята здесь до глубины 40 км, против 43-44 км за пределами поднятия. Верхний структурный этаж этого блока в интервале глубин от 1,0 до 10 км насыщен интрузиями габбро с плотностью 2,9 г/см<sup>3</sup>, габбродиоритов (2,8 г/см<sup>3</sup>), а также интрузиями бимодальной габбро-гранитной серии (2,8-2,64 г/см<sup>3</sup>).

Центрально-Тенизское поднятие состоит из двух частей: северо-восточной, представленной по геофизическим данным оторженцем западной части Степнянского мегаблока, и южной и юго-западной, представляющей северо-западное

продолжение структур Кирейского блока. Помимо Центрально-Тенизского, выделяется ряд более мелких поднятий, главным образом в бортах впадины, вблизи ее границ.

Центрально-Тенизское поднятие окружено системой кольцевых разломов и контролируемых этими разломами грабенообразных синклинальных прогибов, выполненных осадками ранне-среднедевонского возраста. Прогибы четко фиксируются отрицательными гравитационными аномалиями. Структуры фундамента, усложненные дизьюнктивными дислокациями, унаследованы в квазиплатформенном этаже.

Материалы грави- и магниторазведки в комплексе с данными сейсморазведки обеспечивают детальную характеристику структур фундамента и унаследованных структур квазиплатформенного этажа развития как в плане, так и в разрезе. Весьма информативными для уточнения границ этих структур являются карты трансформаций исходного гравитационного поля. Наиболее крупные синклинальные прогибы, сопровождающиеся унаследованными нефте-газоперспективными структурами в квазиплатформенном этаже (Жараспайская, Куржункульская и др.), сформировались в местах сложного сопряжения разнонаправленных структур фундамента.

Структурные элементы верхней коры Кокшетауского микроконтинента представлены структурами докембрийского кристаллического ядра, а также наложенными более поздними рифтогенными, островодужными и коллизионными структурами.

Внутренние структуры докембрийского фундамента микроконтинента, неоднократно характеризовавшиеся ранее [2, 4], представлены тесно взаимосвязанными элементами, образующими тектонопары, характерные для кристаллических щитов и получившие название гранит-зеленокаменных поясов. В пределах Кокшетауского микроконтинента это чередующиеся пояса длительной гранитизации и формирования гранитогнейсовых куполов, а в межкупольных пространствах - пояса существенно фемического эклогит-гранулито-гнейсового состава. Последние по физическим характеристикам аналогичны зеленокаменным поясам докембрийских кратонов, но отличаются более высокой степенью метаморфизма (амфиболитовой и гранулитовой фаций) слагающих их пород. Известно, что фация зеленых сланцев некоторых зеленокаменных поясов Австралийского щита по простиранию сменя-

ется амфиболитовой и гранулитовой фациями. Поэтому, вероятнее всего, что фемические пояса Кокшетауского микроконтинента изначально по своей природе были зеленокаменными и претерпели более поздние метаморфические изменения. Об этом свидетельствует присутствие в составе одного из таких наиболее вскрытых поясов в центральной части микроконтинента высокобарических алмазодержащих пород.

Глубинные границы зон интенсивной гранитизации и формирования гранито-гнейсовых куполов - линейные, но в близповерхностных условиях они имеют сложную форму: гранито-гнейсовые купола при своем росте захватывают и «перерабатывают» краевые части эклогит-гранулито-гнейсовых поясов, по разному искажая их границы. В этих случаях plutоны перемещенных гранитоидов, формирующиеся на границах поясов из вторичных магматических очагов, характеризуются сложно дифференцированным гибридным составом с большим объемом меланократовой составляющей. К такому типу plutонов принадлежат Алтыбайский, Кокчетавский, Орловский и другие массивы.

В структурах платформенного чехла микроконтинента находит отображение процесс позднепротерозойского ( $R_1$ ) рифтогенеза: образования контрастных вулканогенных иманбурлукской и кууспекской свит тяготеют к внутренним рифтам, формировавшимся преимущественно вдоль границ разнородных по составу блоков - гранито-гнейсовых и эклогит-гранулито-гнейсовых поясов. В среднем рифее ( $R_2$ ) формировались надрифтовые прогибы, заполнявшиеся карбонатно-кремнисто-углеродистыми образованиями шарыкской свиты. В раннем палеозое рифты наиболее активно формировались по границам микроконтинента: на западе рифты Ишимской системы, на севере - Восточно-Кокшетауский, на востоке - Степнякский, на юге - Калмаккольский. С конца раннего - в среднем ордовике рифтогенный режим в этих структурах сменяется островодужным: формируются островные дуги энсиалического типа на континентальной и переходной коре. [2]. Мезозойский этап рифтогенеза активно проявлен в Приишимье и в Убаганском поднятии, т.е. западнее микроконтинента. Непосредственно в пределах самого микроконтинента небольшие мезозойские рифты известны лишь в его северо-западной части и входят составной частью в систему мезозойских рифтов Западной Сибири [2]. С мезозойским рифтогенезом на микроконтинен-

те связана регенерация золотого оруденения, проявление алмазов.

Из приведенных выше данных видно, что в формировании и развитии Тениз-Кокшетауской внутриплитной мегаструктуры главную роль сыграл мантийный плюм. В последние десятилетия широкое признание получила точка зрения о тесной связи крупных концентраций полезных ископаемых различных типов с участками резко аномальной литосферы – узлами глубинного тепломассопереноса и локальными «горячими точками», формировавшимися в режиме многократно разогретой и разуплотненной мантии (астеносфера). Участки аномальной литосферы являются производными мантийных плюмов, генетически связанных с геосферами разных уровней. Решающая роль в тепломассопереносе отводится сквозькоровым разломам, проницаемым для активных глубинных флюидов. Нередко такие разломы являются границами неоднородностей мантии.

Наиболее благоприятными для рудолокализации являются узлы пересечения описанными глубинными структурами границ зеленокаменных поясов Кокшетауского микроконтинента и областей формирования гранито-гнейсовых куполов. Другими словами, оруденение концентрируется на участках взаимодействия длительно функционировавших тектонических активных зон разного направления. Последние могут быть выделены только сейсмическими методами, поэтому роль детальных глубинных исследований в рудных районах резко возрастает.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулкабирова М.А. Сводово-глыбовые структуры и эндогенные месторождения Северного Казахстана. Алма-Ата, 1975. 240 с.
2. Даукеев С.Ж., Ужкенов Б.С., Любецкий В.Н. и др. Глубинное строение и геодинамика // Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Т. 1. Алматы, 2002. 220 с.
3. Ермолов П.В., Мальченко Е.Г. Состав и состояние земной коры Казахстана в фанерозое // Изв. НАН РК. Сер. геол. 2003. № 4. С.3-15.
4. Тектоника и глубинное строение Северного Казахстана / М.А. Абдулкабирова, В.Н. Любецкий и др. Алма-Ата, 1988. 192 с.
5. Шацилов В.И., Горбунов П.В., Фремд А.Г. и др. Скоростные модели земной коры Казахстана. Алматы, 1993. 105 с.