

ников естественного электромагнитного излучения (ЕЭМИ) и геоакустической эмиссии (ГАЭ), а также причин аномальных изменений характеристик ЕЭМИ и ГАЭ, предвещающих и сопровождающих сильные землетрясения.

С 2000 г. Институтом вулканологии и сейсмологии ДВО РАН на пункте Г-1, расположенном в районе г. Петропавловска-Камчатского, ведутся непрерывные геоакустические и электромагнитные измерения в диапазоне частот 30-1200 Гц. Для геоакустических измерений применяются геофоны нескольких типов с установкой в скважине на глубинах до 1035 м. Для электромагнитных измерений применена подземная электрическая антенна оригинальной конструкции, основным элементом которой является обсадная труба скважины.

Как показали результаты измерений, установка геофонов в скважине на глубинах около 1000 м привела к снижению уровня шумов техногенного происхождения примерно на два порядка и позволила практически полностью устранить влияние метеоусловий на результаты измерений [1]. Такие условия измерений дали возможность измерять уровень естественного геоакустического фона в диапазоне до 1,2 кГц с амплитудами сигналов в пересчете к смещению грунта порядка  $1 \cdot 10^{-10}$  м и уверенно наблюдать эффекты отклика геосреды на изменения ее напряженно-деформированного состояния. Применение подземной электрической антенны позволило более эффективно регистрировать ЕЭМИ литосферного происхождения в сравнении с традиционными измерительными системами, использующими антенны, расположенные над поверхностью земли.

Совместные геоакустические и электромагнитные измерения на пункте Г-1 позволили получить ряд важных результатов, среди которых можно выделить следующие.

1. Эффект модулирующего воздействия ЕЭМИ на интенсивность геоакустической эмиссии горных пород в условиях их естественного залегания [1,2]. Результаты синхронных геоакустических и электромагнитных измерений на пункте Г-1 показали, что в интервалах времени, соответствующих спокойной сейсмической обстановке в регионе, степень коррелированности временных рядов уровня ГАЭ и уровня ЕЭМИ очень высока. Коэффициент корреляции  $\rho$  на таких интервалах имеет значения порядка  $\rho=0,81 \div 0,99$ .

2. Геоакустический отклик геосреды на воздействие ЕЭМИ меняется перед достаточно сильными близкими сейсмическими событиями, что объясняется существенным изменением физических характеристик геосреды на последних стадиях подготовки землетрясений. Как было установлено по результатам наблюдений на пункте Г-1, за сутки и более перед подавляющим числом землетрясений с магнитудами  $M_{LH} \geq 5.0$  в зоне радиусом  $R \leq 300$  км от пункта наблюдений и с магнитудами  $M_{LH} \geq 5.5$  в зоне  $R \leq 550$  км, а также в периоды релаксации после землетрясений, стабильно происходило нарушение синхронизации уровней ГАЭ и ЕЭМИ. Характер вариаций уровней ГАЭ и ЕЭМИ на таких интервалах существенно различался, коэффициент корреляции уменьшался до значений  $\rho=0,001 \div 0,80$ .

3. Отмечается согласованность изменений фоновых уровней ЕЭМИ и ГАЭ перед наиболее сильными землетрясениями, что свидетельствует о наличии для ЕЭМИ и ГАЭ общих источников излучений. При этом изменения фоновых уровней ЕЭМИ и ГАЭ достаточно хорошо коррелируют со значениями расчетных деформаций для зоны радиусом 100 км от пункта наблюдений. Исходя из этого можно предположить, что основные источники ЕЭМИ и ГАЭ в данном случае связаны с процессами деформирования геосреды в ближней зоне.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврилов В.А., Морозова Ю.В., Сторчеус А.В. Вариации уровня геоакустической эмиссии в глубокой скважине Г-1 (Камчатка) и их связь с сейсмической активностью // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С.52-67.
2. Гаврилов В.А. Физические причины суточных вариаций уровня геоакустической эмиссии // Доклады Академии Наук. 2007. т.414, № 3. С.389-392.

### КЛАЙПЕДСКАЯ СИГМОИДА – СОЧЛЕНЕНИЕ ГОТЛАНДСКОГО И ПОЛОЦКО-КУРЗЕМСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И.

Институт проблем использования природных ресурсов и экологии НАН Беларуси, г. Минск; german@igig.org.by

Ранее нами был выделен новый тектонический элемент Восточно-Европейского кратона – Полоцко-Курземский пояс разломов [1,2], к которому на западе приурочены основные нефтяные месторождения Балтийской синеклизы, в ее пределах расположена крупнейшая Западно-Литовская тепловая аномалия, на базе которой уже построена Клайпедская геотермальная станция, с этим поясом связаны определенные перспективы поисков трубок взрыва, в том числе и возможно алмазоносных, и т.д.

Полоцко-Курземский пояс разломов контролируется субширотными разломами: на юге Неманско-Полоцким, а на севере – Лиепайско-Локновским (рис.1). Первый на западе совпадает с Неманской зоной разломов, которая состоит из серии сбросов, рассекающих каледонский структурный комплекс и имеющих ампли-

туду по поверхности фундамента до 100-150 м [3]. На востоке он контролируется глубинной зоной, которая разделяет блоки земной коры разного глубинного строения с амплитудой по поверхности Мохо 3 км, выделенной на профиле Браслав-Плещеницы по сейсмологическим данным, полученными по методу обменных волн от далеких землетрясений (МОВЗ) [4]. Северный краевой разлом на западе сопрягается с западной оконечностью Лиепайско-Рижской зоны разломов. Он был зафиксирован на профиле глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) Советск-Кохтла-Ярве [5]. К северу от него поверхность Мохо залегает на глубинах около 55 км, а к югу – на 65 км, т.е. его амплитуда достигает 10 км. Лиепайско-Рижская зона разломов хорошо изучена в платформенном чехле. Она состоит из серии кулисообразных и параллельных сбросов, а в средней части местами и взбросов, вытянута на расстояние более 300 км. Максимальные амплитуды разрывов по поверхности фундамента до 600-650 м, обычно – 100-150 м. Восточное продолжение северного краевого разлома, проходящего вблизи г.Локно, установлено по характеру гравитационного и магнитного полей.

Полоцко-Курземский пояс разломов делит Вольно-Среднерусскую трансплатформенную палеорифтовую систему прогибов, протягивающуюся через весь Восточно-Европейский кратон с юго-запада на северо-восток более чем на 2000 км, на две части: юго-западную (Вольно-Оршанский палеорифт) и северо-восточную (Среднерусский авлакоген). Первый имеет относительно простое строение – лишен краевых разломов, второй характерен сложным строением, состоит из нескольких ветвей, которые имеют четкие разломные ограничения, в них выделяются ступени, горсты, троговые грабены.

На востоке Нелидовский выступ разделяет Полоцко-Курземский пояс на две ветви. Северная ветвь продолжается на Тверской грабен, а южная – на Гжатский. Здесь происходит сложное сочленение (узел) рифейских структур: с юго-запада Вольно-Оршанского авлакогена, с северо-востока Крестцовского (Валдайского) грабена, с востока – Пречистенского, Гжатского и Тверского, а еще несколько восточнее – Московского грабена и Пачелмского авлакогена. Этот тектоно-геодинамический узел назван нами Городокско-Слободским [6] или проще – Слободским.

На западе Полоцко-Курземский пояс протягивается под осевой частью Балтийской синеклизы (моноклизы) и, возможно, послужил той структурой растяжения, над которой в каледонский этап сформировалась Балтийская гемисинеклиза. Здесь пояс отчетливо выделяется в виде полосы, насыщенной разломами, которые особенно хорошо проявляются в каледонском, несколько слабее в герцинском комплексах, а некоторые из них проникают в мезозойско-кайнозойские отложения [3].

До побережья Балтийского моря Полоцко-Курземский пояс разломов четко прослеживается и строго идет в субширотном направлении. Здесь он резко обрывается. Однако А.А.Островский [7] по материалам ГСЗ выделил тектонический пояс, идущий с северо-запада на юго-восток от восточного побережья Швеции через Балтийское море, полностью захватывая о.Готланд. Этот пояс нами назван Готландским [2]. Готландский пояс втыкается в западное окончание Полоцко-Курземского пояса разломов. Их сочленение не совсем ясно, но данные геофизических материалов говорят о том, что здесь происходит резкий изгиб соединения обоих поясов. Еще Д.И.Мушкетов [8] колечатообразный изгиб простирающийся слоев в плане (горизонтальную флексуру) назвал сигмоидой. Поэтому данный изгиб Полоцко-Курземского тектонического пояса и его переход в Готландский пояс может быть назван **Клайпедской тектонической сигмоидой**, он приурочен к Западно-Литовской (Клайпедской) тепловой аномалии.

В намеченных пределах – от Слободского тектоно-геодинамического узла до Клайпедской тектонической сигмоиды – Полоцко-Курземский пояс разломов вытянут более 600 км при ширине 120-160 км.

Западная оконечность Полоцко-Курземского пояса разломов, скорее всего, возникла уже в позднем протерозое. В течение фанерозоя она неоднократно активизировалась и даже ощущается в неотектоническую стадию развития. Поэтому изучение ее эволюции и особенно современной активности очень важно с точки зрения влияния на экологическую безопасность, тем более что практически в пределах пояса расположена Игналинская атомная электростанция [9].

Здесь выделяются разломы региональные (протяженностью от многих десятков до нескольких сотен километров и амплитудой по поверхности фундамента до 200-500 м и разграничивающих крупные и средние тектонические элементы – прогибы, грабены, выступы, ступени) и локальные (протяженностью до первых десятков км) [3,9,10]. Разломы представляют собой главным образом сбросы, реже – взбросы. Большинство из них проникают в позднебайкальский и каледонский структурные комплексы (примерно 60%), многие отражены в виде флексур или разрывов меньшей амплитуды (до 30%) в герцинском комплексе и более редкие – развиты в киммерийско-альпийском комплексе. Нередко они являются активными и в неотектоническом этапе и проявляются даже в современном рельефе. Наиболее крупные разломы объединены в разрывно-флексурные зоны. К ним относятся Лиепайско-Рижская зона разломов, Сувалкско-Дзукайская, Неманская, Тельшайская, Прегольская и др.

Литовские авторы построили карту потенциальной энергии рельефа земной поверхности, на которой весьма отчетливо прослеживаются тектонические элементы Полоцко-Курземского пояса с субширотным протиранием [11].

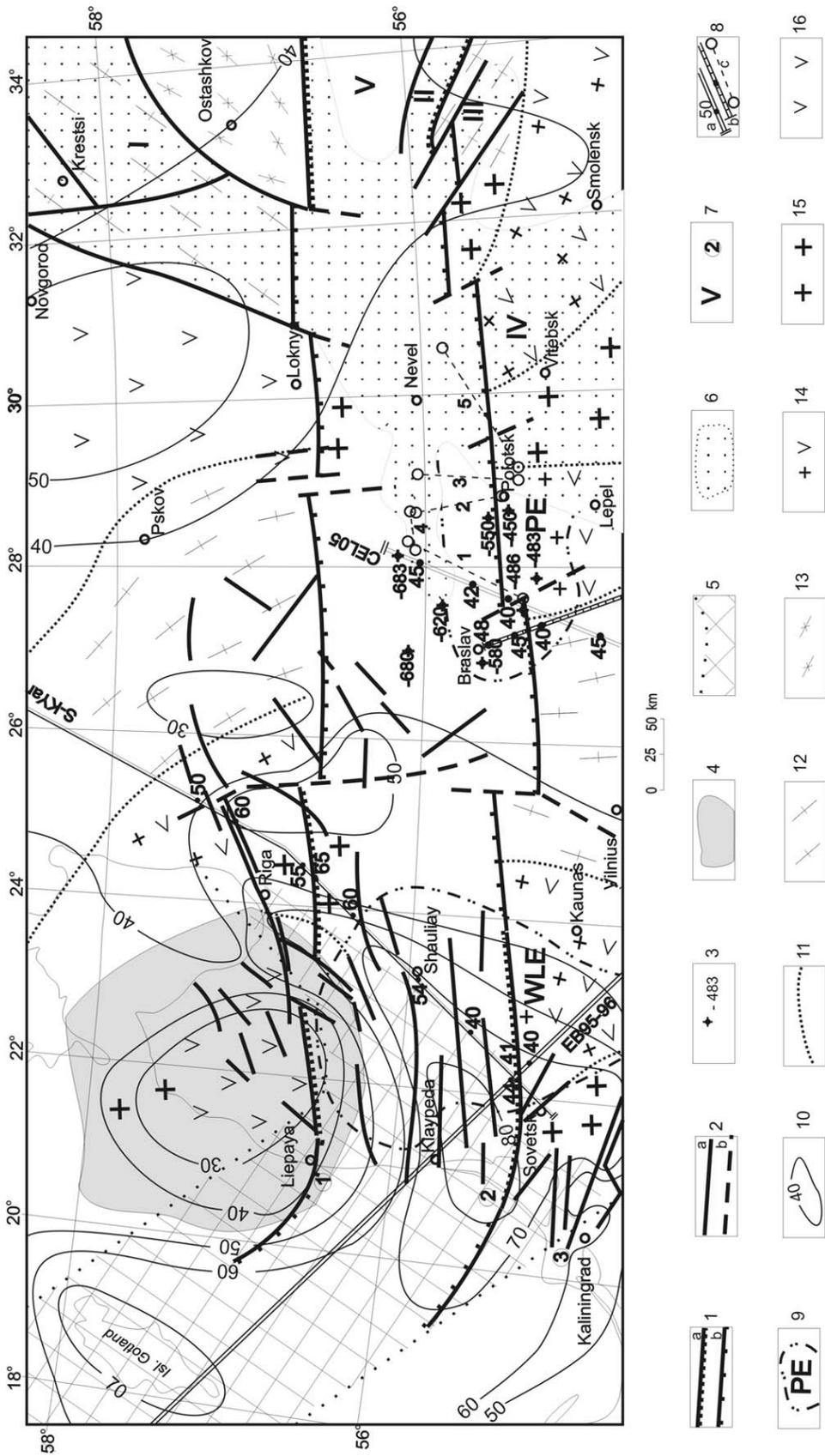


Рис. 1. Тектоническая схема Полоцко-Курземского пояса разломов.

1 – краевые глубинные разломы; 2 – разломы; 3 – скважины, вскрывшие фундамент, абсолютные отметки фундамента, в метрах; 4 – Рижский плутон гранитов рапаквита, в метрах; 5 – Готландский тектонический пояс по (Ostrovsky, 1998); 6 – площади распространения рифейских отложений; 7 – римские цифры на схеме; 8 – Рижский плутон гранитов рапаквита, в метрах; 9 – Рижский плутон гранитов рапаквита, в метрах; 10 – Рижский плутон гранитов рапаквита, в метрах; 11 – Рижский плутон гранитов рапаквита, в метрах; 12 – Рижский плутон гранитов рапаквита, в метрах; 13 – Рижский плутон гранитов рапаквита, в метрах; 14 – Рижский плутон гранитов рапаквита, в метрах; 15 – Рижский плутон гранитов рапаквита, в метрах; 16 – Рижский плутон гранитов рапаквита, в метрах.

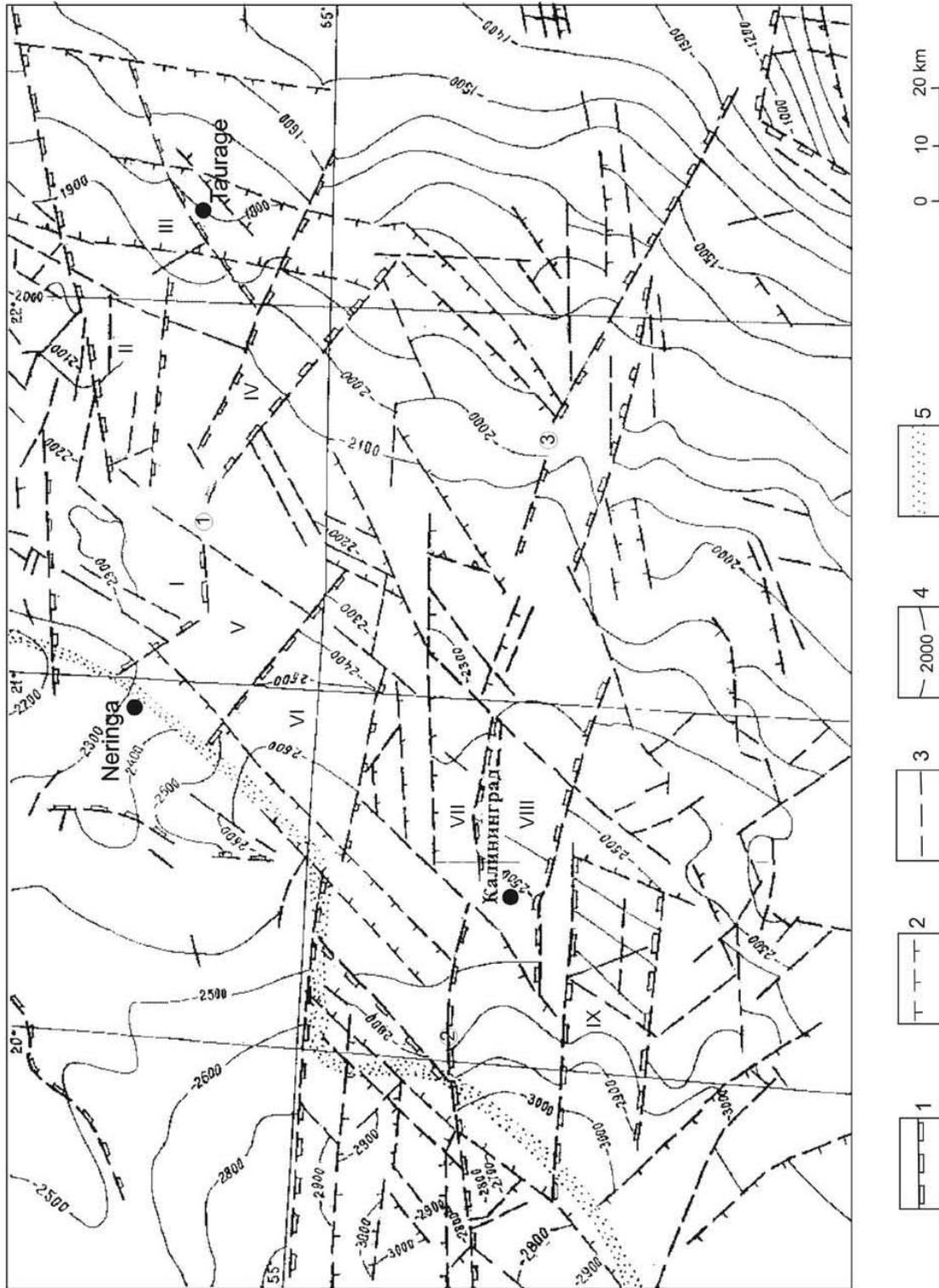


Рис. 2. Схема строения южной части Клайпедской тектонической сигмиды (из Тектонической карты Литвы [10]):

Разломы: 1 – региональные, 2 – субрегиональные, 3 – локальные; 4 – стратигизисы поверхности фундамента; 5 – побережье Балтийского моря. Структуры: I – Куршский прогиб, II – Силутеский прогиб, III – Таурагский выступ, IV – Неманский грабен, V – Большаковский выступ, VI – Самойловский выступ, VII – Калининградский выступ, VIII – Прегольский грабен, IX – Айтмарский грабен. Зоны разломов (цифры в кружках): 1 – Неманская, 2 – Прегольская, 3 – Сувалско-Дзукийская

В Балтийском море в 80-х–90-ых годах прошлого века были выполнены ГСЗ по ряду профилей, важнейшими из которых для нашей задачи являются FENNOLOGRA, BABEL и BALTIC SEA. Интерпретация материалов ГСЗ по этим профилям показала, что в центральной части Балтийского моря выделяется локализованное погружение поверхности Мохо до глубин 45 км, выраженное впадиной шириной 110 км, ограниченной ступенчатыми сбросами до 2-3 км и пространственно простирающейся в северо-западном направлении [12].

В последующем при более детальном анализе сейсмических данных А.А.Островский выделил под этой впадиной вторую, но куполообразную границу Мохо на глубине около 60 км [7,13]. Такая инверсионная картина глубинного строения земной коры и верхней мантии, а также существенно низкие для верхней мантии значения скорости сейсмических волн (7,8 км/с), которые обычно связывают с разуплотнением и подъемом глубинного вещества, сейсмостратиграфические черты, характерные для разломных явлений, совпадение геометрии инверсионной структуры в низах земной коры и верхней мантии с представлениями о формировании зоны рифтообразования континентального типа [14], – все это свидетельствует, по мнению А.А.Островского, о существовании под нынешним центром Балтики древней зоны рифтогенеза. Обращает на себя внимание то, что простираение выделенной А.А.Островским инверсионной зоны совпадает с простираением таких зон растяжения, как зона Гейссейра-Торнквиста и Ладожско-Ботническая зона.

Таким образом, в центральной части Балтийского моря фактически выделяется тектонический пояс, который протягивается на расстояние около 500 км в направлении с северо-запада на юго-восток от восточного побережья Южной Швеции через северную часть острова Эланд и полностью включает о.Готланд (поэтому он может быть назван Готландским). На восточном берегу моря он проходит южнее Рижского плутона рапакиви и попадает в область западной части Полоцко-Курземского пояса. К Готландскому поясу приурочены наиболее высокие (до 60-80 мВт/м<sup>2</sup>) значения теплового потока. Природа этого пояса окончательно не выяснена. Скорее всего, это – неопротерозойский рифт или реликт древней континентальной окраины.

Анализируя гравитационное и магнитное поля в зоне сочленения Готландского и Полоцко-Курземского поясов (см. рис.1), находим, что наблюдающиеся на западной оконечности Полоцко-Курземского пояса разломов линейные магнитные аномалии четко меняют свое простираение с субширотного (на материке) на северо-западное в акватории Балтийского моря, устремляясь в сторону о.Готланд. Сложнее картина в гравитационном поле. Здесь видим крупную овальной формы отрицательную аномалию северо-восточного простираения, фон которой секут и намечающиеся северо-западные простираения изаномал.

По-видимому, Готландский пояс является западным продолжением Полоцко-Курземского пояса разломов, испытывая на побережье Балтийского моря (район Клайпедской тепловой аномалии) существенный поворот на северо-запад. Тогда они представляют собой единый крупнейший тектонический элемент кратона, который близ восточного побережья Балтийского моря в районе Западно-Литовской (Клайпедской) тепловой аномалии испытывает резкий изгиб, заслуживающий выделение его в Клайпедскую тектоническую сигмоиду (рис.2). В месте изгиба отмечается сложное сочетание разрывов различных простираений, среди которых выделяются разрывы субширотного и северо-западного направлений. В пределах сигмоиды, видимо, следует включить и участок к югу от границы Полоцко-Курземского пояса, т.к. здесь, в месте каленообразного изгиба наблюдается существенная разбитость территории разнонаправленными разломами. Этот участок вершины сигмоиды захватывает территорию к югу от Калининграда до северных районов Польши.

Наиболее выразительной разломной зоной является Прегольская, которая протягивается параллельно Полоцко-Курземскому поясу разломов и не исключено, что ее следует также еще относить к этому поясу. К Прегольской зоне разломов к югу примыкает Прегольский грабен, а к северу – Калининградское поднятие. Еще южнее субширотные разломы образуют Айтмарский грабен. Наряду с этими субширотными разрывными структурами выделяется ряд разрывов других простираений, среди которых преобладают северо-западного направления. Они особенно четко выделяются еще далее к юго-западу и как бы продолжают собой структуру Готландского тектонического пояса.

Если считать Полоцко-Курземский и Готландский пояса единым тектоническим элементом, то его протяженность превышает 1100 км.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В. Полоцко-Курземский пояс разломов // Доклады НАН Беларуси. 2002. Т.46. №6. С. 85-89.
2. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В. Геолого-геофизическая характеристика Полоцко-Курземского пояса разломов // Літасфера. 2004. 2(21). С.10-27.
3. Тектоника Прибалтики // Труды Академии наук Литовской ССР (Вильнюс). 1979. Вып. 33. 90 с.
4. Гирич Р.Э. Глубинный сейсмический разрез литосферы по профилю Браслав-Плещеницы // Доклады АН БССР. 1991. Т.35. №7. С. 640-644.
5. Анкундинов С.А., Брио Х.С., Садов А.С. Глубинное строение земной коры на территории республик Прибалтики по данным сейсморазведочных работ ГСЗ // Белорусский сейсмологический бюллетень (Минск). 1991. Вып. 1. С.111-117.

6. Гарецкий Р.Г. Основные черты тектоники и геодинамики Восточно-Европейской платформы // Актуальные проблемы геологии нефти и газа: 2005. Москва. ФГУП Изд-во «Нефть и газ» РГУ нефти и газа. 19-56.
7. Ostrovsky A.A. A New Tectonic Belt in the Baltic Shield Region // *Izvestiya Physics of the Solid Earth*. 1998. V. 34. №6. P.429-435.
8. Мушкетов Д.И. Региональная геотектоника. Ленинград-Москва: ОНТИ. 1935. 528 с.
9. Sliupa S., Kacianauskas R., Markauskas D., Dundulis G., Uspuras E. Design basis earthquake of the Ignalina Power Plant // *Geologija*. 2006. V.54. P.19-30.
10. Lietuvos tektonine sandarac. Red. P.Suveizdis. Vilnius. 2003. 160 p.
11. Korablieva L., Sliupa S. Relationship of the relief and potential fields of Lithuania and their influence on surface geodynamic processes. // *Annual Report of the Lithuanian Geological Survey for 2005*. 2006. P.52-54.
12. Ostrovsky A.A., Flueh E.R., Luosto U. Deep seismic structure of the Earth's crust along the Baltic Sea profile // *Tectonophysics*. 1994. 233. P.279-292.
13. Островский А.А. Зона древнего рифтообразования под Балтийским морем // Доклады РАН. 1995. Т.142. №5. С. 680-685.
14. Allen Ph.A., Allen J.R. Basin analysis: principles and applications // *Blackwell Sci. Publ. Oxford*. 1990. 450 p.

## СЛОБОДСКИЙ ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ УЗЕЛ В ЦЕНТРЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

**Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И.**

Институт проблем использования природных ресурсов и экологии НАН Беларуси, г. Минск; german@igig.org.by

В структуре Восточно-Европейской платформы нами был выделен новый тектонический элемент – Полоцко-Курземский пояс разломов [1,2]. При его описании было отмечено оригинальное сочленение этого пояса в виде веерообразного узла с Среднерусским, Пачелмским и Вольно-Оршанским авлакогенами (рис.1). Этот узел – самостоятельный тектонический элемент и назван Слободским тектоно-геодинамическим узлом [3]. В настоящей статье представлены результаты его геофизического изучения.

Наиболее ярко и выразительно Слободской тектоно-геодинамический узел виден в картине простирающихся осей линейных и дугообразных аномалий гравитационного и магнитного полей – оси аномалий веерообразно, по форме напоминающей цветок ромашки, сходятся в одном центре (рис. 2).

Схождения линий аномалий хорошо коррелируют с размещением авлакогенов. В магнитном поле все авлакогены, а также Полоцко-Курземский пояс разломов, накладываются на зоны между линиями положительных аномалий (см. рис.2а). В гравитационном поле авлакогенам соответствуют отрицательные аномалии (см. рис.2б).

Для интерпретации тектонической сущности выявленного геофизического узла обратимся к другим геолого-геофизическим данным. Прежде всего отметим, что в зоне Слободского узла приурочена область стыка Фенно-скандинавского, Сарматского и Волго-Уральского геосегментов, произошедшая около 1,7 млрд лет назад и соответствующая сочленению Среднерусских, Пачелмского и Вольно-Оршанского авлакогенов [4].

Материалы российских и украинских геофизиков, полученные на основе интерпретации данных глубинных сейсмических зондирований, свидетельствуют, что в зоне Слободского узла вещество верхней мантии обладает аномально высокими скоростями сейсмических волн – до 8,3-8,5 км/с и более [5,6].

По данным комплексной интерпретации сейсмического, гравитационного и магнитного полей Слободской узел представлен сложной структурой земной коры [7]. В его западной части выделяются два блока различной геофизической типизации, характеризующиеся относительно повышенной мощностью «базальтового» слоя и прогибанием поверхности Мохоровичича (Мохо), высокой плотностью и намагниченностью нижних слоев, характерных для Приднепровского и Новоград-Волынского болков Украинского щита.

По данным сейсмогравитационного моделирования Слободскому узлу соответствует свод по подошве литосферы на глубине 140 км и выступ астеносферы, увеличенной до 90 км мощности [7]. К нему тяготеет аномалия электропроводности в верхней мантии.

С юго-западной стороны Слободский узел охарактеризован региональным сейсмическим профилем Усвяты-Орша-Чериков, выполненным в 2001-2002 гг. РУП «Белгеология» [8]. Данные по этому профилю позволили уточнить представления о строении поверхности фундамента и определить сопряжение Оршанской впадины с Крестцовским и другими грабенами, залегающими в основании Московской синеклизы [9]. Используя эти материалы и другие геологические данные, М.А.Нагорный составил структурную карту поверхности фундамента Слободского тектоно-геодинамического узла, которая дает возможность представить предварительную картину его структуры [10]. Поверхность фундамента наиболее глубоко погружена (до –2,5 км и более) в северо-восточной части узла и соответствует Валдайскому грабену. В Оршанской впадине фундамент залегает на отметках глубин –1,6 и –1,8 км и его поверхность наклонена к центру Слободского узла. В пределах восточного окончания Полоцко-Курземского