

ТЕКТОНИКА ЗАПАДНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ ПОЛОЦКО-КУРЗЁМСКОГО ПОЯСА РАЗЛОМОВ

Р. Г. Гарецкий, Г. И. Каратаев

Институт природопользования НАН Беларуси,
ул. Ф. Скорины 10, 220114 Минск, Республика Беларусь; german031031@gmail.com

Ранее нами был выделен новый тектонический элемент Восточно-Европейского кратона – Полоцко-Курзёмский пояс разломов (рис. 1) [1, 2].

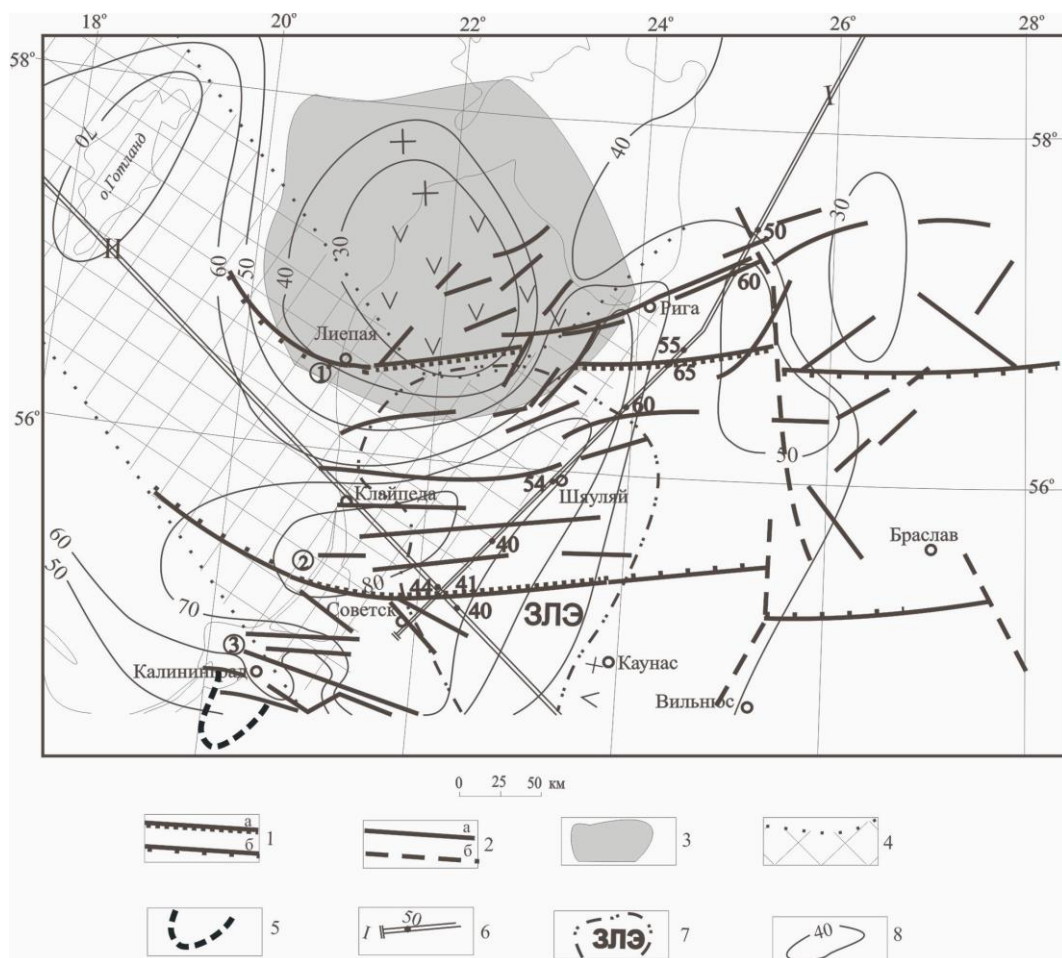


Рисунок 1 – Тектоническая схема западной оконечности
Полоцко-Курзёмского пояса разломов

1 – краевые глубинные разломы: на юге Нёманско-Полоцкий, на севере – Лиепайско-Локновский, а) по геолого-геофизическим данным, б) по данным гравиметрии и магнитометрии; 2 – разломы: а) по геолого-геофизическим данным, б) по данным гравиметрии и магнитометрии; 3 – Рижский плутон гранитов рапакиви; 4 – Готландский тектонический пояс; 5 – Клайпедская сигмоида; 6 – геофизические профили ГСЗ: I – «Советск-Кохтла-Ярве» и II – EUROBRIDGE, точки на профилях – значения мощности земной коры, в км; 7 – контур геоэлектрической Западно-Литовской (ЗЛЭ) аномалии, обусловленной повышенной проводимостью корового вещества; 8 – изолинии плотности теплового потока, в мВт/м²; цифры в кружках – зоны разломов: 1 – Лиепайско-Рижская, 2 – Нёманская, 3 – Прегольская

Полоцко-Курзёмский пояс разломов контролируется субширотными разломами: на юге Нёманско-Полоцким, а на севере – Лиепайско-Локновским (рис. 1). Первый на западе совпадает с Нёманской зоной разломов, которая состоит из серии сбросов, рассекающих каледонский структурный комплекс и имеющих амплитуду по поверхности фундамента до 100–150 м [5]. 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 [1]. 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.

На западе Полоцко-Курзёмский пояс протягивается под осевой частью Балтийской синеклизы и, возможно, послужил той структурой растяжения, над которой в каледонский этап сформировалась Балтийская гемисинеклиза. Здесь пояс отчётливо 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 [5].

До побережья Балтийского моря Полоцко-Курзёмский пояс разломов чётко прослеживается и строго идет в субширотном направлении. Здесь он резко обрывается. В Балтийском море в 1980–1990-х гг. был выполнен 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 [4, 6, 7].

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 [4, 6, 7]. 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 подъёмом 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, – всё 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 Тейсейра-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 о. 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-Курзёмского пояса. К Готландскому поясу приурочены наиболее высокие (до 60–80 мВт/м²) значения теп-

лового потока. Природа этого пояса окончательно не выяснена. Скорее всего, это – неопротерозойский рифт или реликт древней континентальной окраины.

Наблюдающиеся на западной оконечности Полоцко-Курзёмского пояса разломов линейные магнитные аномалии чётко меняют свое простирание 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 простирания, фон которой секут и намечающиеся северо-западные простирания изаномал.

Готландский пояс втыкается в западное окончание Полоцко-Курзёмского пояса разломов, испытывая на побережье Балтийского моря (район Клайпедской тепловой аномалии) существенный поворот на северо-запад. Сочленение этих структур не совсем ясно, но данные геофизических и геологических материалов говорят о том, что здесь происходит резкий коленчатый изгиб соединения обоих поясов. В месте изгиба отмечается сложное сочетание разрывов различных простираний, среди которых выделяются разрывы субширотного и северо-западного направлений (рис. 1, 2). Такого рода коленчатообразный изгиб простираний слоёв в плане (горизонтальную флексуру) Д. И. Мушкетов (1935) назвал сигмоидой. Изгиб Полоцко-Курзёмского тектонического пояса и его переход в Готландский пояс может быть назван Клайпедской тектонической сигмоидой, он приурочен к Западно-Литовской (Клайпедской) тепловой аномалии (см. рис. 1, 2).

В пределы сигмоиды, видимо, следует включить и участок к югу от границы Полоцко-Курзёмского 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.

По-видимому, Готландский пояс является западным продолжением Полоцко-Курзёмского пояса разломов, испытывая на побережье Балтийского моря (район Клайпедской тепловой аномалии) существенный поворот на северо-запад. Тогда оба пояса представляют собой единый крупнейший тектонический элемент Восточно-Европейского кратона, протяжённостью свыше 1 100 км.

В последнее время [8, 9] в Литве были более детально изучены некоторые разломы, которые принадлежат западной оконечности Полоцко-Курзёмской зоны. Они достаточно чётко видны по рисунку локальных аномалий гравитационного поля. Эти разломы, по-видимому, были заложены ещё в раннем докембрии, затем более полно сформированы в позднем силуре–раннем девоне в связи с влиянием орогенических процессов в Скандинавских каледонидах.

Западное окончание Полоцко-Курзёмского пояса разломов заложилось, скорее всего, уже в позднем протерозое. Однако наиболее древние платформенные отложения, которые имеют вендский возраст, накопились несколько восточнее. Изопахиты отложений венда и балтийской серии нижнего кембрия (верхнебайкальский структурный комплекс) диагонально секут простирание пояса разломов и мощность этого структурно-формационного комплекса увеличивается на восток до 300 м и более уже в пределах осевой части Полоцкого структурного залива, простирание которого постепенно приобретает субширотное направление, согласное Полоцко-Курзёмскому поясу разломов.

Во вторую половину верхнебайкальского этапа начала формироваться юго-западная пассивная окраина Восточно-Европейской платформы и её Балтийско-Приднестровская перикратонная зона опусканий, а также принадлежащая ей Бал-

тийская гемисинеклиза, наиболее прогнутая часть которой совпадала с западным окончанием Полоцко-Курзёмского пояса разломов.

Главный этап формирования Балтийско-Приднестровской зоны перикратонных опусканий и Балтийской гемисинеклизы – каледонский. Здесь накопились наиболее полные разрезы каледонского структурного комплекса.

Вертикальный ряд формаций зоны перикратонных опусканий свидетельствует о направленном её развитии от трансгрессивных терригенных формаций (надбалтийский нижний кембрий, средний и верхний кембрий, тремадокский ярус ордовика) к инундационным карбонатным, карбонатно-глинистым и глинистым (ордовик, силур) и регрессивным терригенно-карбонатным и терригенным (лудлов–нижний девон). На фоне этого ряда установлены более краткие и небольшие трансгрессии и регрессии, которые, однако, не оказали влияния на общую направленность развития зоны. Терригенные формации в основном представлены песчано-глинистыми породами и в Балтийской гемисинеклизе в верхней части появляются карбонатные отложения, местами встречены битуминозные известняки и квасцовые сланцы. Максимальное развитие трансгрессии приходится на средний кембрий. Здесь можно отметить три основные структурно-формационные зоны: песчаная формация, глинисто-песчаная и песчано-глинистая (мелкий рельеф в восточной области осадконакопления). Мощность отложений до 550–750 м.

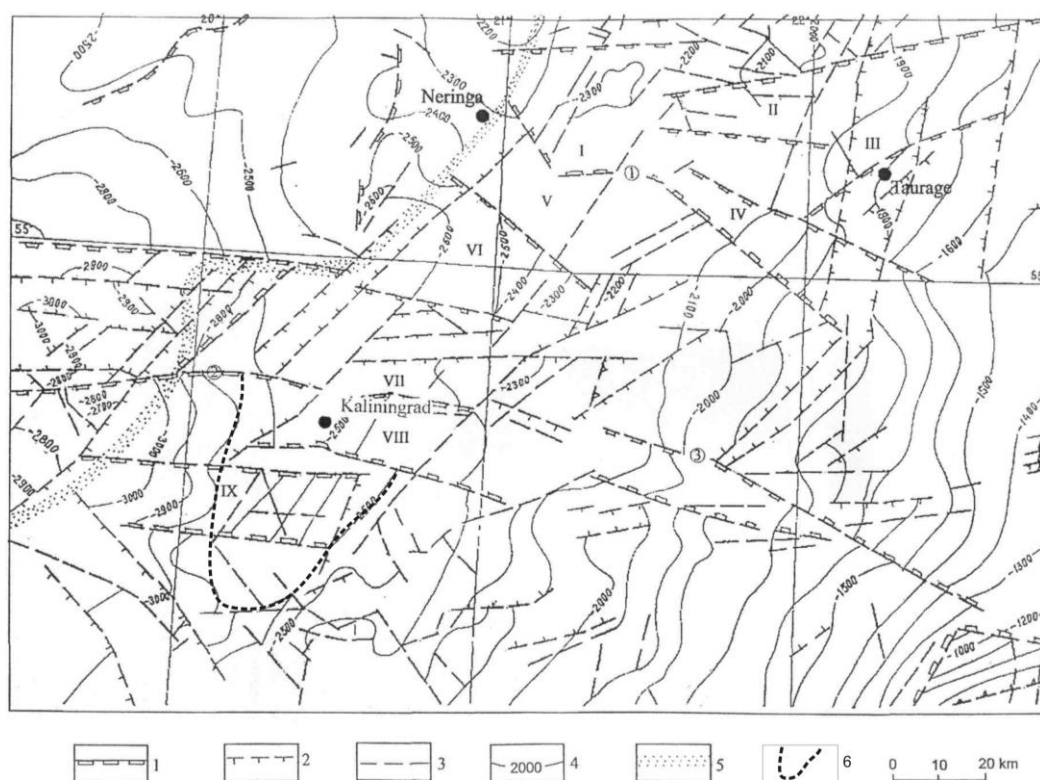


Рисунок 2 – Схема строения южной части Клайпедской тектонической сигмоиды [5]
Разломы: 1 – региональные, 2 – субрегиональные, 3 – локальные; 4 – стратоизогипсы поверхности фундамента; 5 – побережье Балтийского моря; 6 – контур Клайпедской тектонической сигмоиды. Структуры: I – Куршский прогиб, II – Силутеский прогиб, III – Таурагский выступ, IV – Нёманский грабен, V – Большаковский выступ, VI – Самбийский прогиб, VII – Калининградский выступ, VIII – Прегольский грабен, IX – Айтмарский грабен. Зоны разломов (цифры в кружках): 1 – Нёманская, 2 – Прегольская, 3 – Сувалско-Дзукийская

Следующая вертикальная группа формаций также накапливалась в пределах 3 основных зон, в целом параллельных линии Тейссейра-Торнквиста. В ордовике на востоке Балтийской гемисинеклизы располагался шельф и здесь в осевых частях относительно небольших прогибов отлагались глинисто-карбонатные отложения мощностью до 240 м, а на поднятиях – в основном карбонатные породы значительно меньшей мощности. Далее на запад, в области углублённого шельфа накапливалась глинисто-карбонатная формация, а на западе (область подножия и некомпенсированного осадконакопления) – чёрные граптолитовые сланцы и аргиллиты.

Наибольшие мощности имеют силурийские отложения: более 3 300 м – в Балтийской гемисинеклизе. Горизонтальный ряд формаций также свидетельствует об углублении бассейна в сторону океана от мелкого шельфа к более глубокому и далее до глубоководной области некомпенсированного прогибания. Можно наметить соответствующие три структурно-фациальные зоны (с востока на запад): карбонатная, карбонатно-глинистая, глинистая.

Характерно, что наибольшие мощности каледонского комплекса в пределах суши совпадают с западным окончанием Полоцко-Курзёмского пояса разломов. Здесь же находятся не только краевые разломы этого пояса, но и заметные разломно-флексурные зоны внутри него.

На площадях дна Балтийского моря, там, где происходит резкий разворот простирания пояса к северо-западу, в пределы Готландского пояса, отмечается несоответствие осевой зоны Балтийской гемисинеклизы и Готландского пояса – они расположены под значительным углом относительно друг друга.

Герцинский структурный комплекс, мощность которого достигает 800 м и немногим более, чётко вписывается в контур Полоцко-Курзёмского пояса разломов. После длительного перерыва в осадконакоплении, охватившего всю вторую половину каменноугольного времени, киммерийско-альпийский комплекс своими значительными (до 1 000 м) мощностями отложений вновь достаточно полно вписался в западную оконечность Полоцко-Курзёмского пояса разломов, хотя максимальные его мощности смещены несколько южнее.

К Полоцко-Курзёмскому поясу разломов приурочены основные нефтяные месторождения Балтийской синеклизы, в его пределах расположена крупнейшая Западно-Литовская тепловая аномалия, на базе которой уже построена Клайпедская геотермальная станция, с этим поясом связаны определённые перспективы поисков трубок взрыва, в том числе и возможно алмазоносных, и т. д. Поэтому исследования этого пояса разломов представляет большой практический интерес.

Библиографические ссылки

1. Анкундинов С. А., Брио Х. С., Садов А. С. Глубинное строение земной коры на территории Республик Прибалтики по данным сейсморазведочных работ ГСЗ // Белорус. сейсмол. бюл., Мн., 1991. Вып. 1. С. 111–117.
2. Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И., Астапенко В. Н., Данкевич И. В. Геолого-геофизическая характеристика Полоцко-Курзёмского пояса разломов // Літасфера. 2004. № 2(21). С. 10–27.
3. Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И., Астапенко В. Н., Данкевич И. В. Полоцко-Курзёмский пояс разломов // Докл. НАН Беларуси. 2002. Т. 46, № 6. С. 85–89.
4. Островский А. А. Зона древнего рифтообразования под Балтийским морем // Докл. РАН. 1995. Т. 142, № 5. С. 680–685.
5. Тектоника Прибалтики // Тр. АН Лит. ССР, Вып. 33. Вильнюс, 1979. 90 с.

6. 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.
7. Ostrovsky A. A. New Tectonic Belt in the Baltic Shield Region // *Izvestiya Physics of the Solid Earth*. 1998. Vol. 34, N 6. P. 429–435.
8. Sliupa S. Basic features of fault tectonics in Lithuania. 2005. Annual Report of the Lithuanian Geological Survey for 2005. P. 50–51.
9. Sliupa S., Kacianauskas R., Markauskas D., Dundulis G., Uspuras E. Design basis earthquake of the Ignalina Power Plant // *Geologija*. 2006. 54. P. 19–30.

УДК 551.243+734(476)

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЧЁНКОВСКОГО БЛОКА ГОМЕЛЬСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ПЕРЕМЫЧКИ

В. И. Толстошеев, С. А. Кручек, П. О. Сахарук

Научно-производственный центр по геологии, филиал «Институт геологии»,
ул. Купревича 7, 220141 Минск, Республика Беларусь;
kruchek37@gmail.com, polina.sakharuk@gmail.com

Гомельская структурная перемычка расположена в восточной части Гомельской обл. Беларуси. В орографическом отношении исследуемая территория соответствует долинам реки Днепр и его притока реки Сож и относится к северной части Приднепровской низменности, которая является восточным окончанием Гомельского Полесья. На западе перемычка граничит с Припятским прогибом: в северо-западной части – с Северо-Припятским плечом, а в юго-западной – с Припятским грабеном; на востоке – с Клинцовским грабеном и Гремячским погрёбённым выступом Воронежской антеклизы, на юго-востоке – с северо-западным участком северного борта Днепровско-Донецкого прогиба (рис. 1) [4, 5]. В строении кристаллического фундамента Гомельской структурной перемычки выделяются три части: западная мелкоблоковая, южная среднеблоковая и восточная крупноблоковая (Чёнковский блок) [4].

В восточной части Гомельской структурной перемычки по уточненным данным сейсморазведки и буровым скважинам установлена новая тектоническая структура – Чёнковский блок, выделяемая ранее как Чёнковский грабен [9]. Позже были выявлены отличия в тектоническом строении его северной (грабенообразной) и южной (крупноблоковой) частей, что отражено в публикациях [4, 10, 11]. В данной работе следует лишь подчеркнуть некоторые отличительные особенности строения поверхности кристаллического фундамента и разреза платформенного чехла данной структуры.

Чёнковский блок ограничен Западно-Чёнковским (на западе), Гомельским (на востоке), западным окончанием Костюковского (на севере) [4] и Верхнеднепровским [1] (на юге) разломами и отделяет западную и южную части перемычки от Воронежской антеклизы (Клинцовского грабена и Гремячского погрёбённого выступа кристаллического фундамента). В средней части блока Восточно-Бобовичский и Сожский разломы, по-видимому, образуют единый разлом, предположительно нарушающий всю толщу франских образований и разделяющий блок на две части: А – гра-