

تعیین توپوگرافی موهو با استفاده از مدل‌سازی پیشرو تعاملی داده‌های گرانی‌سنجی

محمدجواد دهقان^{۱*}، وحید ابراهیم‌زاده اردستانی^۲ و علی دهقانی^۳

۱. دانشجوی دکتری، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۲. استاد، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۳. استاد، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه هامبورگ، هامبورگ، آلمان

(دریافت: ۹۹/۷/۲۰، پذیرش نهایی: ۹۹/۱۱/۵)

چکیده

نایبوستگی موهو به مرز بین پوسته و گوشته بالایی اطلاق می‌شود که تفاوت بین دو محیط را با تغییرات در سرعت لرزه‌ای، چگالی، ساختار شیمیایی و مواد تشکیل‌دهنده آشکار می‌سازد و تخمین عمق و بررسی تغییرات جانبی آن یکی از اهداف مهم مطالعات ژئوفیزیکی است. هدف از مطالعه حاضر، تخمین عمق و توپوگرافی نایبوستگی موهو در محدوده جنوب‌غربی دریای بالتیک است که در دهه‌های اخیر به دلیل دارا بودن ساختار زمین‌شناسی پیچیده ناشی از فرایندهای زمین‌ساختی مختلف، یکی از مناطق بسیار جذاب برای پژوهشگران علوم زمین بوده است. در این مطالعه تلاش شده تا با ادغام نتایج حاصل از مطالعات پیشین، داده‌های اندازه‌گیری شده جدید در منطقه و همچنین مدل‌های منطقه‌ای با تفکیک‌پذیری محدود به همراه مدل‌سازی پیشروی تعاملی داده‌های گرانی، مدل سه‌بعدی و یکپارچه‌ای از ساختارهای پوسته و گوشته بالایی تهیه شده و توپوگرافی موهو در مرز بین پوسته پایینی و گوشته بالایی مدل‌سازی شود. این مدل شامل لایه‌های رسوبی، پوسته بالایی، پوسته پایینی و قسمتی از گوشته لیتوسفری است که اطلاعاتی نظیر ضخامت پوسته، توپوگرافی موهو و گسترش لایه پرسرعت پوسته پایینی در منطقه را شامل می‌شود. داده‌های مورد استفاده ترکیبی از داده‌های گرانی دریایی، زمینی و مدل EGM2008 است. نتایج به دست آمده حاکی از وجود پوسته کریستالین نسبتاً ضخیمی در منطقه است. عمق موهو در این منطقه بین ۲۶ تا ۴۲ کیلومتر متغیر است و گذار از پوسته پالئوزوئیک حوزه اروپای مرکزی به پوسته پرکامبرین کراتون شرق اروپا و سپربالتیک در محدوده زون تورنکوئیست رخ می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: مدل‌سازی پیشرو، گرانی‌سنجی، دریای بالتیک، نایبوستگی موهو، زون تورنکوئیست.

۱. مقدمه

این روش صورت گرفته است (هاینوکسل، ۲۰۰۲؛ دراگیواستوار و هال، ۲۰۰۹؛ مارلو و همکاران، ۲۰۱۳؛ مسترنکو و شکوندروث، ۲۰۱۳؛ سالم و همکاران، ۲۰۱۳؛ سپیل و همکاران، ۲۰۱۳؛ مازور و همکاران، ۲۰۱۵؛ هاسه و همکاران، ۲۰۱۷؛ آشنا و همکاران، ۲۰۱۸). معمولاً داده‌های گرانی دریایی با وضوح بالا، به‌طور همزمان در پیمایش‌های لرزه‌نگاری دریایی، برداشت می‌شود. این در حالی است که گرانی‌سنجی هوابرد، امکان داده‌برداری در مناطق صعب‌العبور و دور از دسترس را میسر می‌سازد. همچنین مدل‌های گرانی تولید شده از داده‌های ماهواره‌ای (اندازه‌گیری مستقیم یا محاسبه از طریق ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای)، تقریباً کل سطح زمین را به‌طور یکنواخت پوشش داده و در دسترس قرار دارد (پایل و همکاران، ۲۰۱۰؛ اندرسون و همکاران، ۲۰۱۴). علاوه‌بر این،

نایبوستگی موهو، به‌طور کلی به مرز میان پوسته و گوشته بالایی زمین اطلاق می‌شود که با ایجاد تغییرات فاحش در سرعت انتشار امواج لرزه‌ای در اثر عبور این امواج از لایه‌های زمین‌شناسی با چگالی‌های مختلف، شناسایی می‌شود. عمق موهو به‌عنوان یکی از پارامترهای بسیار مهم در تعیین ساختار پوسته شناخته می‌شود و در تعیین موقعیت زمین لرزه‌ها، مطالعات زمین‌ساختی و همچنین تعیین تعادل ایستایی منطقه اهمیت بسیار دارد. به‌طور کلی، کیفیت و کمیت داده‌ها در مطالعه دقیق ساختارهای پوسته و لیتوسفر تأثیر به‌سزایی دارد (هاسه و همکاران، ۲۰۱۷). از این‌رو در دهه‌های اخیر، پوشش گسترده داده‌های گرانی روش گرانی‌سنجی را به‌عنوان روشی کاربردی در بررسی ساختارهای پوسته و لیتوسفر معرفی کرده است و مطالعات متعددی به‌منظور شناسایی ساختارهای عمیق با استفاده از

روش‌های مختلفی برای تعیین ضخامت لیتوسفر و عمق موهو با استفاده از داده‌های گرانی به کار می‌رود که در همه آنها از اختلاف چگالی بین پوسته و گوشته به عنوان پارامتری مهم استفاده می‌شود.

منطقه جنوب غربی دریای بالتیک به دلیل دارا بودن ساختار زمین‌شناسی پیچیده ناشی از فرایندهای زمین‌ساختی مختلف، در دهه‌های اخیر یکی از مناطق بسیار جذاب برای پژوهشگران علوم زمین بوده است. تاکنون مطالعات متعدد لرزه‌بازتابی، لرزه شکست مرزی، دورلرزه‌ای و مگنتوتلوریک به منظور شناسایی ساختارهای پوسته و لیتوسفر در حوضه دریای بالتیک و خصوصاً در امتداد زون تورنکوئیست انجام شده است (گروه کاری EUGENO-S، ۱۹۸۸؛ تایبو و همکاران، ۱۹۸۹؛ تایبو، ۱۹۹۰؛ تایبو و شوهارتینگ، ۱۹۹۱؛ آچروت و همکاران، ۱۹۹۲؛ گروه کاری BABEL، ۱۹۹۳؛ ماکریس و وانگ، ۱۹۹۴؛ رابل و همکاران، ۱۹۹۵؛ تایبو، ۲۰۰۰؛ اسمیرنوف و پدرسن، ۲۰۰۹؛ شفر و همکاران، ۲۰۰۹؛ حبیبیان و همکاران، ۲۰۱۰؛ شمالی و همکاران، ۲۰۰۶؛ پدرسن و گرجسن، ۱۹۹۹؛ گروه تحقیقاتی DEKORP-BASIN، ۱۹۹۹). همچنین مطالعات مختلفی به منظور بررسی ساختارهای پوسته و گوشته فوقانی در صفحه اروپا و حوضه بالتیک صورت گرفته که اغلب در مقیاس وسیع بوده و از جمله آنها، می‌توان به مدل‌های ارائه شده در این منطقه اشاره داشت (زیگلر و دیزس، ۲۰۰۶؛ تیسارو و همکاران، ۲۰۰۸؛ یاگوروا و همکاران، ۲۰۰۷؛ گرد و همکاران، ۲۰۰۹؛ مولیناری و مورلی، ۲۰۱۱؛ مسترینکو و شکوندروث، ۲۰۱۳؛ آرتمیوا و تایبو، ۲۰۱۳). آرتمیوا و تایبو (۲۰۱۳) یک مدل پوسته دیجیتال را برای عمق موهو و ساختارهای پوسته‌ای در محدوده اروپا، گرینلند، ایسلند و اقیانوس اطلس شمالی ارائه کردند. برای دستیابی به این مدل، از پروفیل‌های لرزه‌ای موجود در ۶۵۰ مطالعه صورت گرفته در منطقه و تلفیق آنها با اطلاعات غیرلرزه‌ای نظیر داده‌های پتانسیل استفاده شده است. طبق این نقشه، عمق موهو برای حوضه بالتیک، در بازه ۴۰ تا

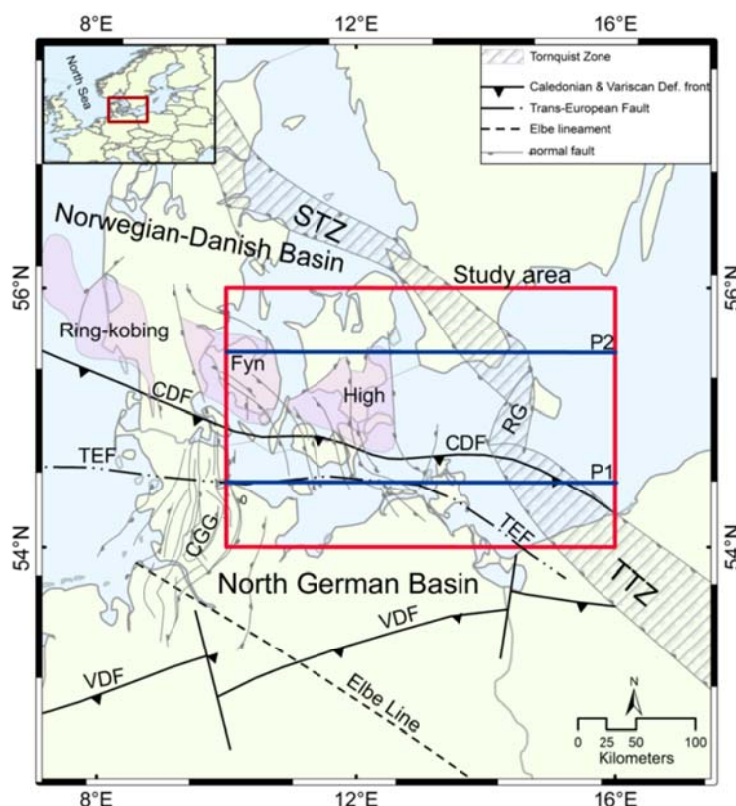
۶۰ کیلومتر متغیر است. همچنین عمق موهو در قسمت‌های شمالی دریای بالتیک حدود ۵۵ کیلومتر بوده که با حرکت به سمت جنوب کاهش یافته و در محدوده جنوب غربی دریای بالتیک به حدود ۳۵ کیلومتر می‌رسد. مولیناری و مورلی (۲۰۱۱) یک مدل پوسته‌ای مرجع را برای صفحه اروپا تهیه کردند. آنها با گردآوری اطلاعات موجود از منابع قابل دسترس نظیر مطالعات انجام شده در مناطق مختلف اروپا، نقشه‌های دیجیتالی و مدل‌های پوسته‌ای موجود، اولین نقشه دیجیتالی عمق موهو را برای صفحه اروپا ارائه کردند. طبق این مدل، عمق موهو برای دریای بالتیک در بازه ۵۰-۳۰ کیلومتر متغیر است. در مدل ارائه شده توسط گرد و همکاران (۲۰۰۹)، عمق موهو برای دریای بالتیک در بازه ۵۵-۳۵ کیلومتر برآورد شده است. این عمق در مدل تیسارو و همکاران (۲۰۰۸) در بازه ۶۰-۳۸ کیلومتر بوده و در مدل زیگلر و دیزس (۲۰۰۶) نیز در بازه ۵۵-۳۵ کیلومتر می‌باشد. با این وجود روش‌های میدان پتانسیل تاکنون در این محدوده به صورت محلی استفاده نشده است و مطالعات پیشین اغلب به صورت منطقه‌ای و در ابعاد بسیار وسیع صورت گرفته است (تیسارو و همکاران، ۲۰۰۸؛ گرد و همکاران، ۲۰۰۹؛ مسترینکو و شکوندروث، ۲۰۱۳). لذا تهیه نقشه‌های حاصل از مدل‌سازی داده‌های گرانی نظیر تعیین نقشه توپوگرافی موهو، ضخامت پوسته، عمق پی‌سنگ و همچنین ضخامت رسوبات نقش مهم و تأثیرگذاری در حل پیچیدگی‌های زمین‌ساختی و زمین‌شناسی منطقه خواهند داشت. از این رو، در این مطالعه به مدل‌سازی سه‌بعدی ساختارهای پوسته و تعیین توپوگرافی موهو با استفاده از روش گرانی‌سنجی پرداخته و با ادغام نتایج به دست آمده با نتایج حاصل از مطالعات پیشین، یک مدل محلی و مترکم برای منطقه جنوب غربی دریای بالتیک ارائه می‌شود.

۱-۱. ساختار زمین‌شناسی منطقه

دریای بالتیک که از طریق تنگه دانمارک به دریای شمال

۲۰۰۰؛ مازور و همکاران، ۲۰۱۵). برجسته‌ترین ساختار زمین‌ساختی منطقه، زون تورنکوئیست است که با شواهدی از تاریخ ساختاری پیچیده مربوط به اواخر دوران پالئوزوئیک و با امتداد شمال‌غربی-جنوب شرقی از دریای شمال به سمت دریای سیاه گسترش یافته است (میسر و همکاران، ۲۰۰۲). زون تورنکوئیست از اواخر کربنیفر فعال بوده (برتلسن، ۱۹۹۸؛ زیگلر، ۱۹۹۰؛ ارلستر و همکاران، ۱۹۹۷) و شامل دو شاخه (Sorgenfrei-) STZ و (Tornquist Zone) TTZ (Teisseyre-Tornquist Zone) است (پدرسن و گرجسن، ۱۹۹۹). منطقه اطراف برنهم در جنوب دریای بالتیک، محل اتصال دو شاخه STZ و TTZ از زون تورنکوئیست را نشان می‌دهد. در این ناحیه، یک الگوی ساختاری پیچیده ناشی از گسلش‌های امتدادلغز و پس از آن وارونگی زمین‌ساختی ایجاد شده است (شکل ۱) (گروه کاری BABEL، ۱۹۹۳).

و اقیانوس اطلس شمالی متصل شده است، بزرگ‌ترین حوضه آب‌شور در جهان بوده و نسبتاً کم‌عمق است (بیورک، ۱۹۹۵). این حوضه که از سمت شمال‌غربی به ارتفاعات اسکاندیناوی محدود شده است، از نظر زمین‌شناسی بین دو محدوده زمین‌ساختی عظیم منطقه یعنی کراتون شرق اروپا و صفحه اروپای غربی قرار گرفته است (هارف و همکاران، ۲۰۱۱). بخش جنوبی این دریا در منطقه انتقال بین سپر فنوسکاندیا (Fennoscandian shield) به‌عنوان بخشی از کراتون شرق اروپا (East European craton)، و سکوی اروپای غربی واقع شده است (پدرسن و گرجسن، ۱۹۹۹). منطقه جنوب‌غربی دریای بالتیک، توسط درز و شکستگی‌های فراوان و زون‌های گسلی متعدد که حاصل از چندین دوره فعالیت زمین‌ساختی مختلف بوده و واحدهای ساختاری با توسعه زمین‌شناسی متفاوت را از هم جدا می‌کند، احاطه شده است (فارو، ۱۹۹۹؛ گوتچ و همکاران، ۱۹۹۹؛ تابیو،



شکل ۱. نقشه زمین‌ساختی منطقه جنوب‌غربی دریای بالتیک به‌همراه محل گسل‌ها و عناصر ساختاری اصلی. مستطیل قرمز منطقه مورد مطالعه و خطوط آبی محل قرارگیری مقاطع نشان داده شده در شکل ۵ و ۶ را نشان می‌دهد (بادشون و همکاران، ۱۹۹۱؛ بییر و همکاران، ۱۹۹۹؛ کلاوسن و پدرسن، ۱۹۹۹؛ کراوس، ۱۹۹۴؛ کوژوو و همکاران، ۲۰۰۰؛ لوخورست و همکاران، ۱۹۹۸؛ مسترینکو و همکاران، ۲۰۰۵؛ ریچتر و همکاران، ۲۰۰۸؛ ویچک، ۱۹۹۷).

۲. روش‌شناسی

مدل‌سازی پیشرو با هدف برآزش بی‌هنجاری مشاهده‌ای با استفاده از مدل گرانی حاصل از اشکال هندسی ساده نظیر کره، مکعب، استوانه و... یکی از رویکردهای رایج مدل‌سازی در گرانی‌سنجی است. در این روش، یک مدل اولیه بر اساس شواهد زمین‌شناسی و اطلاعات ژئوفیزیکی برای بی‌هنجاری مشاهده‌ای در نظر گرفته می‌شود و سپس شاخص‌های مجهول نظیر شکل و تباین چگالی به دو روش تعاملی یا خودکار دستخوش تغییر می‌شود تا جایی که اثر مدل از همخوانی قابل‌قبولی با بی‌هنجاری مشاهده‌ای برخوردار شود (بلیکلی، ۱۹۹۵). با افزایش پیچیدگی مدل فرضی اولیه، پیچیدگی ریاضی در حل مسئله پیشرو فزونی می‌یابد. از این‌رو، روش‌های عددی نظیر روش‌های تفاضل محدود (Finite Difference)، المان محدود (Finite Elements)، معادلات انتگرالی (Integral Equations) و دیگر روش‌های مشابه نقش به‌سزایی در حل مسائل پیچیده هندسی ایفا می‌کنند.

امروزه با توجه به حجم و کیفیت بالای داده‌های موجود در پایگاه‌های داده، تفسیر پیشرفته داده‌های ژئوفیزیکی نیز نیازمند استفاده از رویکردهای پیشرفته و تلفیقی است. همچنین، برای اجتناب از مسئله عدم‌یکتایی در مدل‌سازی‌ها و تفسیر داده‌های میدان پتانسیل، از اطلاعات سایر زمینه‌ها نظیر لرزه‌نگاری، زمین‌شناسی و چاه‌نگاری استفاده می‌شود. ترکیب عملیات مختلف ژئوفیزیکی مانند گرانی‌سنجی، مغناطیس‌سنجی، لرزه‌نگاری و ژئوالکترونیک، همراه با مطالعات زمین‌شناسی و پترولوژی، بینش جدیدی از ساختارها و تکامل زمین‌ساختی سنگ‌سپهر و ذخایر طبیعی ارائه کرده است. بنابراین، تفسیرهای تلفیقی برای هر مدل‌سازی عددی از این ساختارها و فرایندهای عملیاتی بر آنها، ضروری است (اشمیت و گوتزه، ۱۹۹۸؛ اینینگ و همکاران، ۲۰۰۷). اینگونه مدل‌سازی‌ها شامل اطلاعات مختلفی است که

TTZ به‌عنوان طولانی‌ترین خط زمین‌ساختی اروپا شناخته می‌شود که از جنوب دریای بالتیک تا دریای سیاه امتداد دارد و در اثر رخداد کوهزایی‌هایی واریسکی و آلپین ایجاد شده است (ژولیوس و نولت، ۱۹۹۴؛ فارو، ۱۹۹۹) و STZ به‌عنوان یک منطقه گسل خورده درون قاره‌ای در حوضه بالتیک محسوب می‌شود که مرز جنوب‌غربی سپربالتیک را نشان می‌دهد و پوسته پرکامبرین سپر بالتیک را در شمال شرق از پوسته جوان‌تر تحت‌تأثیر کوهزایی کالدونین و واریسکان در محدود جنوب‌غربی جدا می‌کند (برتلسن، ۱۹۹۸؛ زیگلر و همکاران، ۱۹۹۰؛ ارلستر و همکاران، ۱۹۹۷؛ گرد و همکاران، ۲۰۰۲؛ شمالی و همکاران، ۲۰۰۶). همچنین منطقه مورد مطالعه در این تحقیق، شامل قسمت‌هایی از حوضه رسوبی شمال آلمان و حوضه نروژ-دانمارک است که همراه با حوضه رسوبی لهستان، سیستم حوضه مرکزی اروپا را تشکیل می‌دهند (زیگلر، ۱۹۹۰). مطالعات صورت گرفته نشان می‌دهد که در هر سه حوضه، ریفیتینگ اولیه در اوایل دوره پرمین با فعالیت گسترده آتشفشانی و فروپاشی حرارتی پساریفیتینگ و رسوب‌گذاری آواری در پرمین پایینی و رسوبات نمکی در پرمین بالایی همراه بوده است. همچنین در هر سه حوضه، وارونگی اواخر کرتاسه-پالئوژن و فرونشست تجدید شده در سنوزویک مشاهده شده است (هانسن و همکاران، ۲۰۰۰؛ هانسن و همکاران، ۲۰۰۵؛ ویجک، ۱۹۹۷؛ شکوندروث و لامارش، ۲۰۰۵). علاوه‌براین، بخشی از ساختار زمین‌ساختی RFH (Ringkobing-Fyn High)، که حوضه شمال آلمان را از حوضه نروژ-دانمارک جدا می‌کند در محدوده جنوب‌غربی دریای بالتیک و منطقه مورد مطالعه قرار دارد. RFH یک ساختار زمین‌ساختی و متشکل از چندین بلوک است که از قسمت جنوبی دریای شمال با عبور از بخش مرکزی دانمارک، تا دریای بالتیک گسترش یافته است (شکل ۱) (کلاوسن و پدرسن، ۱۹۹۹؛ کارایت، ۱۹۹۲).

$$U(\mathbf{P}) = G \iiint_{poly} \left(\frac{1}{R}\right) dm \quad (۱)$$

که در آن، G ثابت جهانی گرانش و R فاصله نقطه مشاهداتی \mathbf{P} تا محل المان جرم dm است. با مشتق‌گیری از معادله ۱ در امتداد مؤلفه قائم سیستم مختصاتی، معادله انتگرال حجمی اثر گرانی ناشی از چندوجهی به‌دست می‌آید:

$$\frac{\partial U(\mathbf{P})}{\partial z} = g(\mathbf{P}) = G \rho \iiint_{poly} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{R}\right) dv \quad (۲)$$

در این معادله، v نشان‌دهنده حجم چندوجهی و ρ بیانگر چگالی است که برای هر چندوجهی ثابت اختیار می‌شود. با تبدیل انتگرال حجمی به انتگرال بر روی سطح خواهیم داشت:

$$g(\mathbf{P}) = G \rho \iint_{Surface} \cos(n, z) \left(\frac{1}{R}\right) dS \quad (۳)$$

$$g(\mathbf{P}) = G \rho \sum_{j=1}^m \left[\cos(n_j, z) \left(\iint_{S_j} \left(\frac{1}{R}\right) ds_j \right) \right] \quad (۴)$$

در معادله ۴، m تعداد وجوه، S مساحت سطح و n بردار یکه عمود بر سطح هر وجه است. در ادامه با تبدیل انتگرال سطحی به انتگرال خطی بر روی چندضلعی دربرگیرنده هر وجه و گسسته‌سازی رابطه انتگرالی، رابطه نهایی به‌منظور مدل‌سازی اثر گرانی هر چندوجهی همگن در ایستگاه مشاهداتی \mathbf{P} ، به‌صورت معادله ۵ به‌دست می‌آید (گوتزه و لامایر، ۱۹۸۸؛ گوتزه، ۱۹۸۴):

$$g(\mathbf{P}) = G \rho \left(\sum_{j=1}^m \cos(n_j, z) \cdot \sum_{i=1}^{k_j} h_{j,i} \left[\ln \frac{b_{j,i} + \overline{PV}_{j,i-1}}{a_{j,i} + \overline{PV}_{j,i}} + \frac{|\overline{PP}_j^*|}{h_{j,i}} \left(\tan^{-1} \frac{(r_{j,i-1})^2 + b_{j,i} \overline{PV}_{j,i-1}}{|\overline{PP}_j^*| |h_{j,i}|} - \tan^{-1} \frac{(r_{j,i-1})^2 + a_{j,i} \overline{PV}_{j,i}}{|\overline{PP}_j^*| |h_{j,i}|} \right) + 2\pi |\overline{PP}_j^*| \delta \varepsilon \right] \right) \quad (۵)$$

در شرایط مستقل از یکدیگر اندازه‌گیری شده و به‌همین منظور، نیازمند استفاده از نرم‌افزارها و روش‌های تلفیقی و قدرتمند می‌باشند. در این مقاله، از نرم‌افزار ایگمس پلاس (IGMAS+)، به‌عنوان یک نرم‌افزار سه‌بعدی تعاملی با استفاده از شبیه‌سازی عددی به‌منظور مدل‌سازی پیشرو داده‌های گرانی استفاده شده است. مدل‌سازی تعاملی این اجازه را به کاربر می‌دهد تا تغییرات موردنظر را در هندسه و پارامترهای فیزیکی مدل اولیه ایجاد کرده و تغییر در نتایج را در طول بازه پردازش مشاهده کند. بنابراین مفسر قادر است تا به‌صورت گرافیکی و در کمترین زمان، تغییرات موردنظر خود را در مدل اولیه اعمال کرده تا اینکه اختلاف میان داده‌ها و مدل، بهینه‌سازی شود (گوتزه و لامایر، ۱۹۸۸).

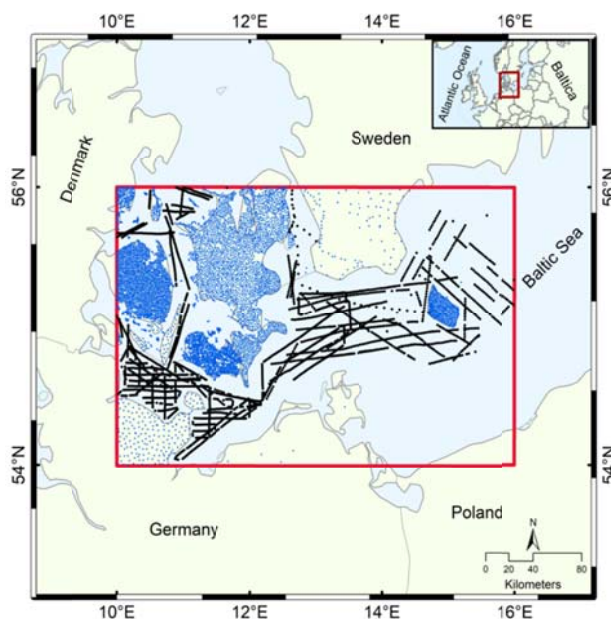
نرم‌افزار ایگمس از الگوریتم چندوجهی به‌منظور تخمین محدوده با چگالی ثابت استفاده می‌کند (گوتزه، ۱۹۷۸). هسته اصلی الگوریتم برای محاسبه اثر گرانی حاصل از چندوجهی همگن برپایه حل تحلیلی انتگرال حجمی استوار است که در آن انتگرال بر روی حجم یک ساختار چندوجهی به انتگرال خطی تبدیل می‌شود. به‌طور کلی، پتانسیل گرانی ناشی از یک چندوجهی دلخواه در ایستگاه مشاهداتی \mathbf{P} با استفاده از انتگرال حجمی معادله ۱ قابل محاسبه است (گوتزه و لامایر، ۱۹۸۸؛ گوتزه، ۱۹۸۴):

است. شکل ۲ توزیع پراکندگی این داده‌ها را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. علاوه بر این، به دلیل کاهش تراکم این داده‌ها در برخی از قسمت‌ها نظیر جنوب شرقی محدوده مورد بررسی، داده‌های مدل EGM2008 نیز به داده‌ها BGI افزوده شده است. شکل ۳-الف، آنومالی بوگه منطقه مورد نظر را نشان می‌دهد. تغییرات میدان گرانی در منطقه در حدود ۷۵ میلی گال است که بیشترین مقدار آن نزدیک به ۴۵ میلی گال و کمترین مقدار آن در حدود ۳۰- میلی گال می‌باشد و حضور آنومالی‌های متعدد با طول موج کوتاه باعث پیچیدگی میدان گرانی در منطقه شده است. بزرگ‌ترین آنومالی منفی منطقه به صورت تقریباً خطی در محدوده مرکزی تصویر گسترش یافته و به موازات آن یک آنومالی مثبت از محدود جنوب سوئد تا برنهم امتداد یافته که مقارن با محل قرارگیری زون انتقال بین سپر پرکامبرین شرق اروپا و پلیت‌فرم اروپای مرکزی می‌باشد. محل اتصال دو شاخه STZ و TTZ از زون تورکوئست و گرابن رونه (Rønne) نیز در این ناحیه قرار دارد. همچنین در قسمت غربی منطقه، آنومالی مثبت دیگری مشاهده می‌شود که تا نواحی مرکزی امتداد یافته و با محل قرارگیری RFH همخوانی دارد.

که در آن، P بیانگر چندضلعی دربرگیرنده هر یک از وجه‌های مورد نظر و V نشان‌دهنده رئوس آن است. همچنین به منظور درک بهتر مدل، ساختار مدل به مقاطع قائم و موازی تقسیم می‌شود و سایر عناصر تشکیل دهنده هندسه مدل در این مقاطع قائم تعریف می‌شود. این نوع مدل‌سازی، به کاربر اجازه می‌دهد تا تمامی ساختارهای موجود در طبیعت نظیر رخنمون‌ها، چین خوردگی‌ها، لایه‌های شیب‌دار، دایک، سیل و ... را به همان راحتی لایه‌های رسوبی هموار و مسطح، مدل‌سازی کند. تغییر در هندسه مدل را می‌توان با اعمال تغییرات در مقاطع قائم از پیش تعریف شده، ایجاد کرد. این رویکرد همچنین باعث ساده‌سازی در ایجاد تغییرات هندسی و پرهیز از اعمال تغییرات سه‌بعدی پیچیده می‌شود.

۳. داده‌های مورد استفاده

داده‌های گرانی مورد نیاز در منطقه را می‌توان از منابع مختلفی تأمین کرد. در این مطالعه از ۶۴۰۰ داده گرانی زمینی و ۴۵۳۰ داده گرانی دریایی موجود در اداره بین المللی گرانی سنجی (BGI) (International Gravimetric Bureau) که در سال‌های اخیر برداشت شده و تراکم بالایی در بیشتر قسمت‌های منطقه دارند، استفاده شده



شکل ۲. نقشه پراکندگی داده‌های زمینی و دریایی مورد استفاده در مدل‌سازی. نقاط آبی موقعیت داده‌های زمینی و نقاط مشکی موقعیت داده‌های دریایی گرفته شده از سایت BGI را نشان می‌دهد. کادر قرمز نشان‌دهنده محدوده مورد مطالعه است.

۴. مدل‌سازی

مدل اولیه در این مطالعه از سه لایه کلی رسوبات، پوسته کریستالین و گوشته بالایی تشکیل شده است. با توجه به اینکه هدف اصلی این مطالعه تعیین توپوگرافی موهو و مدل‌سازی ساختارهای عمیق است و با استناد به اطلاعات زمین‌شناسی و زمین‌ساختی منطقه، لایه رسوبات مدل به دو لایه عمده رسوبات قبل از پرمین و پس از کربونifer تقسیم‌بندی می‌شود. در ادامه پوسته کریستالین منطقه نیز به دو بخش پوسته بالایی و پوسته پرچگال پایینی تقسیم‌بندی شده که پوسته بالایی، خود از دو قسمت پوسته بالایی بالتیک و پوسته بالایی آوالونیا تشکیل شده است. آخرین لایه مدل نیز، قسمتی از گوشته بالایی را شامل می‌شود. فضای مدل شامل ۱۶ صفحه عمودی با امتداد شرقی-غربی به طول ۳۸۵ کیلومتر و با فاصله یکسان ۱۵ کیلومتر از یکدیگر می‌باشد که کل منطقه مورد مطالعه را تحت پوشش قرار می‌دهد.

مقادیر اولیه چگالی اختصاص داده شده به هر یک از لایه‌ها با استفاده از مطالعات پیشین و همچنین با تبدیل سرعت لرزه‌ای به چگالی انتخاب شده است (تایبو، ۲۰۰۱؛ شکوندروث و لامارش، ۲۰۰۵؛ مسترینکو و شکوندروث، ۲۰۱۳؛ کوزوو و همکاران، ۲۰۰۰؛ الحسینات و همکاران، ۲۰۱۶؛ گرد و همکاران، ۱۹۹۱؛ بلیبهاوس و همکاران، ۱۹۹۹). روابط مختلفی بین سرعت امواج لرزه‌ای و چگالی سنگ‌ها تعریف شده (لودویگ و همکاران، ۱۹۷۰؛ لارسن و همکاران، ۱۹۹۴؛ گاردنر و همکاران، ۱۹۸۵؛ کارلسون و راسکین، ۱۹۸۴؛ گادفری و همکاران، ۱۹۹۷؛

کریستنسن و مونی، ۱۹۹۵؛ بیرچ، ۱۹۶۱؛ ناف و دراک، ۱۹۵۷) که به کمک این روابط و با استفاده از مقاطع لرزه‌ای در منطقه و اطلاعات زمین‌شناسی موجود از جنس غالب سنگ‌های تشکیل دهنده هر لایه، چگالی میانگین برای هر یک از لایه‌های مدل محاسبه شده است. جدول ۱، مشخصات مربوط به هر لایه را نشان می‌دهد.

با این وجود، مقادیر چگالی در طی فرایند مدل‌سازی ثابت اختیار نشده و تا حدودی دستخوش تغییر شده است. همچنین تغییرات جانبی چگالی در پوسته کریستالین منطقه بر مبنای مدل‌های لرزه‌ای موجود و تغییر در سرعت امواج لرزه در این لایه محاسبه و اعمال شده است (تایبو، ۲۰۰۱؛ گرد و همکاران، ۱۹۹۱؛ گروه کاری BABEL، ۱۹۹۳؛ گروه تحقیقاتی DEKORP-BASIN، ۱۹۹۹؛ پدرسن و گرجرسن، ۱۹۹۹؛ بلیبهاوس و همکاران، ۱۹۹۹؛ کراوچک و همکاران، ۱۹۹۹).

۵. بحث و بررسی نتایج

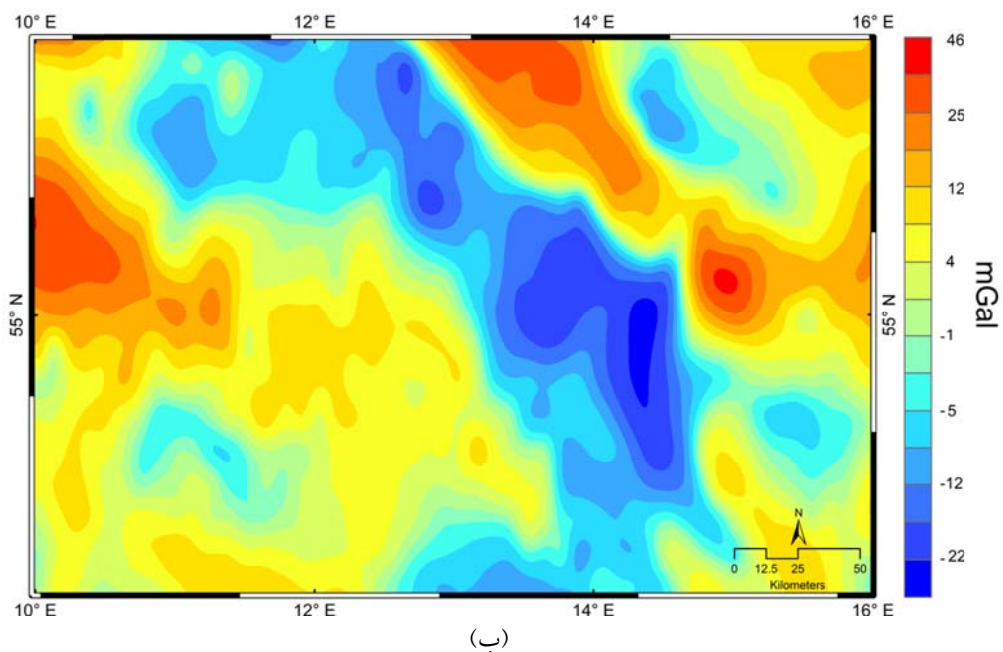
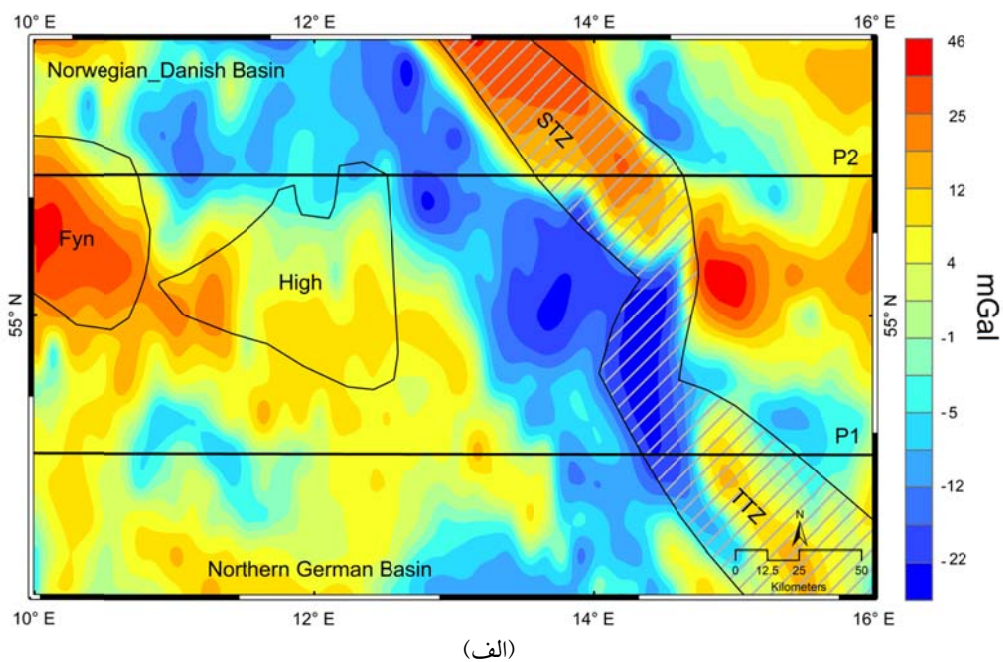
در فرایند مدل‌سازی از داده‌های آنومالی بوگه کامل استفاده شده که با فرض چگالی نرمال 2670 kg.m^{-3} محاسبه شده است. آنومالی بوگه شامل تمام اثرات گرانشی ناشی از تغییرات قائم و جانبی چگالی در درون زمین است. با توجه به هدف این مطالعه که مدل‌سازی ساختارهای عمیق و تعیین توپوگرافی موهو در منطقه است، به منظور ساده‌سازی مدل و فرایند مدل‌سازی اثرات ناشی از بی‌هنجاری‌های طول موج کوتاه و نزدیک به سطح تا حدودی کاهش یافته است.

جدول ۱. مشخصات مربوط به هر یک از لایه‌های مدل سه‌بعدی.

مقادیر نهایی چگالی (کیلوگرم بر مترمکعب)	مقادیر اولیه چگالی (کیلوگرم بر مترمکعب)	سرعت امواج لرزه‌ای (متر بر ثانیه)	لایه‌های مدل سه‌بعدی	
۲۴۵۰	۲۴۰۰-۲۴۷۵	۴۳۰۰-۵۱۰۰	رسوبات پس از کربونifer	لایه‌های رسوبات
۲۶۷۰	۲۶۷۰	۴۸۰۰-۶۰۰۰	رسوبات قبل از پرمین	
۲۸۱۰-۲۸۳۰	۲۸۱۰-۲۸۴۰	۶۱۰۰-۶۵۰۰	پوسته بالایی آوالونیا	پوسته بالایی
۲۸۲۵-۲۸۵۰	۲۸۱۰-۲۸۵۰	۶۰۰۰-۶۵۰۰	پوسته بالایی بالتیک	
۲۹۵۰	۲۹۸۰	۶۸۰۰-۷۰۰۰	پوسته پرچگال پایینی	
۳۳۰۰	۳۳۰۰	۷۹۰۰-۸۲۰۰	گوشته بالایی	

همچنان پابرجاست و از سوی دیگر استفاده از این فیلتر با ارتفاع بیش از ۲ کیلومتر، باعث از دست رفتن بخشی از دامنه بی‌هنجاری‌های اصلی در منطقه مورد مطالعه می‌شود. بنابراین، ارتفاع ۲ کیلومتر به‌عنوان ارتفاع بهینه در استفاده از فیلتر ادامه فراسو انتخاب شد. شکل ۳، نقشه آنومالی بوگه و نتیجه حاصل از فیلتر ادامه فراسوی اعمال شده بر آن را نشان می‌دهد.

برای این هدف روش‌ها و فیلترهای متنوعی نظیر روش برازش چندجمله‌ای، فیلتر ادامه فراسو، فیلتر پایین‌گذر و... وجود دارد که در این مطالعه از فیلتر ادامه فراسو استفاده شده است. به‌منظور تعیین ارتفاع بهینه در فیلتر ادامه فراسو، این فیلتر با ارتفاع‌های مختلفی در بازه ۱ تا ۴ کیلومتر مورد بررسی قرار گرفت و مشاهده شد که اثر بی‌هنجاری‌های طول موج کوتاه تا ارتفاع‌های نزدیک به ۱/۵ کیلومتر

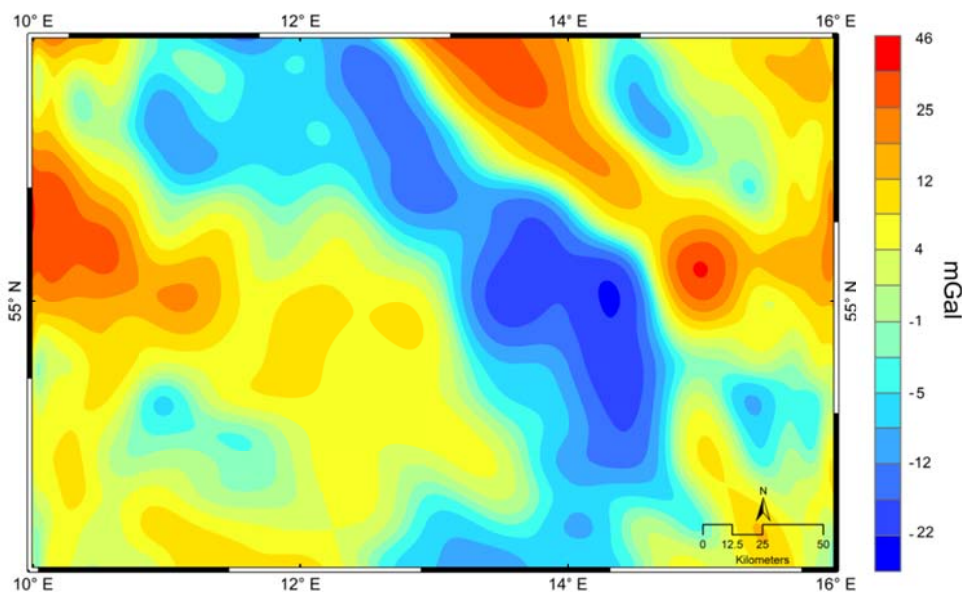


شکل ۳. الف) آنومالی بوگه مشاهده‌ای در منطقه مورد مطالعه به‌همراه ساختارهای زمین‌ساختی برجسته و محل قرارگیری پروفیل‌های P1 و P2. ب) نقشه ادامه فراسو با ارتفاع دو کیلومتر.

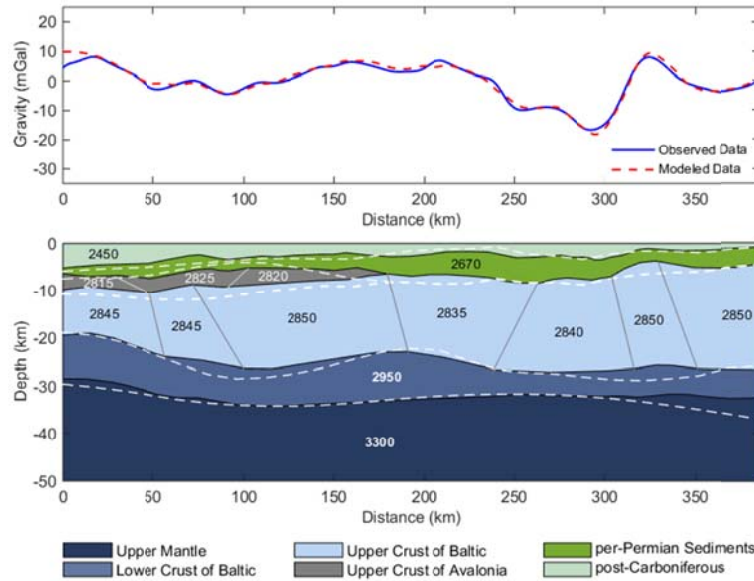
در حاشیه حوزه شمال آلمان نشان می‌دهد. ضخامت رسوبات در این منطقه به ۸ تا ۱۰ کیلومتر می‌رسد که بخش قابل توجهی از آن مربوط به رسوبات پس از کربونیفر است. ضخامت پوسته فوقانی در امتداد این پروفیل از غرب به شرق افزایش می‌یابد و از دو بخش پوسته کالدونین آوالونیا و پوسته پرکامبرین بالتیک تشکیل شده است. مشاهده می‌شود که در قسمت غربی پروفیل P1، پوسته فوقانی تنها شامل پوسته آوالونیا بوده که ضخامت آن ۵ تا ۶ کیلومتر است و تا نزدیکی زون تورنکوئیست امتداد می‌یابد. در مقابل، ضخامت پوسته فوقانی در بخش شرقی پروفیل یعنی شمال حوزه لهستان به نزدیکی ۲۰ کیلومتر می‌رسد که تنها شامل پوسته پرکامبرین بالتیک است. درزه پوسته‌ای کالدونی میان پوسته بالتیک و آوالونیای شرقی، تغییرات پارامترهای فیزیکی در تمام سطح پوسته و همچنین تغییرات جانبی ناگهانی در چگالی و سرعت امواج لرزه‌ای را نشان می‌دهد. همچنین در امتداد این پروفیل عمق موهو از محدود ۲۶ کیلومتر در حاشیه حوزه شمال آلمان به بیش از ۳۵ کیلومتر در نواحی شمال لهستان می‌رسد و با افزایش ضخامت پوسته فوقانی در امتداد پروفیل، از ضخامت لایه‌های رسوبی کاسته می‌شود.

اثر گرانی مدل‌سازی شده در شکل ۴ به تصویر کشیده شده که به طور کلی تطابق و همخوانی مناسبی را با گرانی مشاهده‌ای نشان می‌دهد. خطای جذر میانگین مربعات (RMSE) مدل برابر با ۱/۱۲ میلی‌گال است که با توجه به اینکه میدان گرانی منطقه مورد مطالعه در بازه ۳۰- تا ۴۵ میلی‌گال متغیر است، خطای موجود معادل ۱/۴۹ درصد دامنه تغییرات این میدان می‌باشد. در این مدل، بی‌هنجاری‌های مهم منطقه به خوبی بازسازی شده است و اختلاف بین گرانی مدل‌سازی شده و گرانی مشاهده‌ای به طور میانگین در محدوده ± 4 میلی‌گال قرار دارد و به ندرت در برخی مناطق تا حدود ۸ میلی‌گال افزایش می‌یابد. عمده این اختلافات به بی‌هنجاری‌های طول موج کوتاه موجود در منطقه ارتباط می‌یابد و تأثیر چندانی بر میدان گرانی منطقه‌ای ندارد.

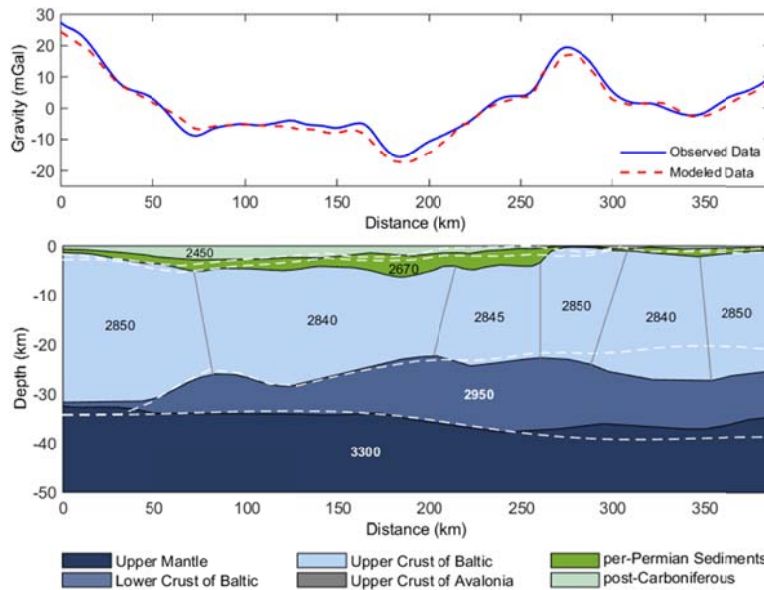
به منظور نمایش پیکربندی مدل از دو مقطع عمقی در امتداد پروفیل‌های P1 و P2 استفاده شده که موقعیت این پروفیل‌ها در شکل ۱ و شکل ۳-الف نشان داده شده است. همچنین قسمت‌هایی از مدل پوسته‌ای ارائه شده توسط مسترینکو و شکوندروث (۲۰۱۳) که با محدوده مورد مطالعه در مدل حاضر مطابقت دارد، به صورت خط‌چین‌های سفید رنگ بر روی این مقاطع قرار گرفته است. شکل ۵، پیکربندی لایه‌ها را در امتداد پروفیل P1 و



شکل ۴. اثر گرانی مدل‌سازی شده در منطقه مورد مطالعه.



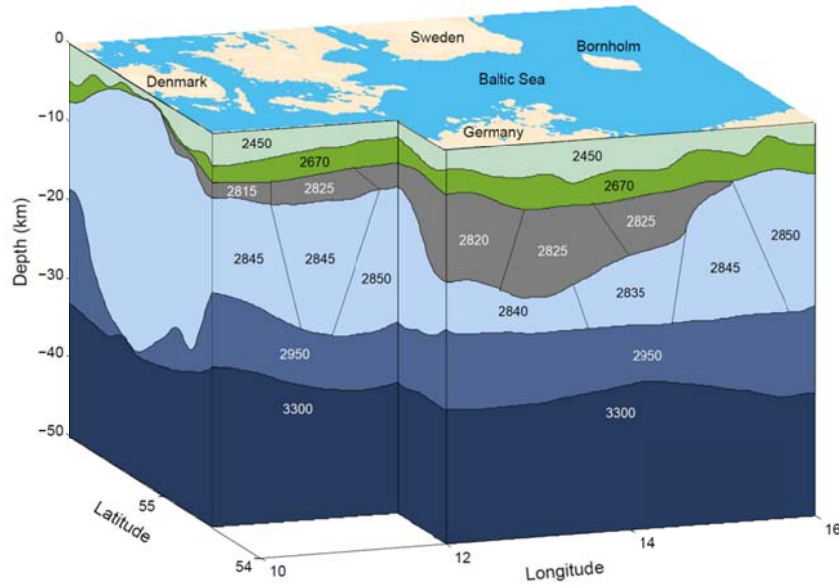
شکل ۵. پیکربندی مدل در امتداد پروفیل P1. خط چین سفید نشان‌دهنده مرز لایه‌ها در مدل مسترینکو و شکوندروث (۲۰۱۳) است (واحد چگالی نشان داده شده بر روی شکل، کیلوگرم بر مترمکعب است).



شکل ۶. پیکربندی مدل در امتداد پروفیل P2. خط چین سفید نشان‌دهنده مرز لایه‌ها در مدل مسترینکو و شکوندروث (۲۰۱۳) است (واحد چگالی نشان داده شده بر روی شکل، کیلوگرم بر مترمکعب است).

در این منطقه، سبب ایجاد بی‌هنجاری منفی گسترده‌ای در آنومالی بوگه شده است. در امتداد این پروفیل نیز با حرکت از پوسته اروپای مرکزی و به سمت پوسته پرکامبرین سپر بالتیک، عمق موهو و ضخامت پوسته کریستالین افزایش می‌یابد. همچنین داده‌های مدل‌سازی شده و مشاهده‌ای از انطباق و همخوانی مناسبی در امتداد هر دو پروفیل برخوردار است. شکل ۷، نمای سه‌بعدی از ساختار پوسته در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

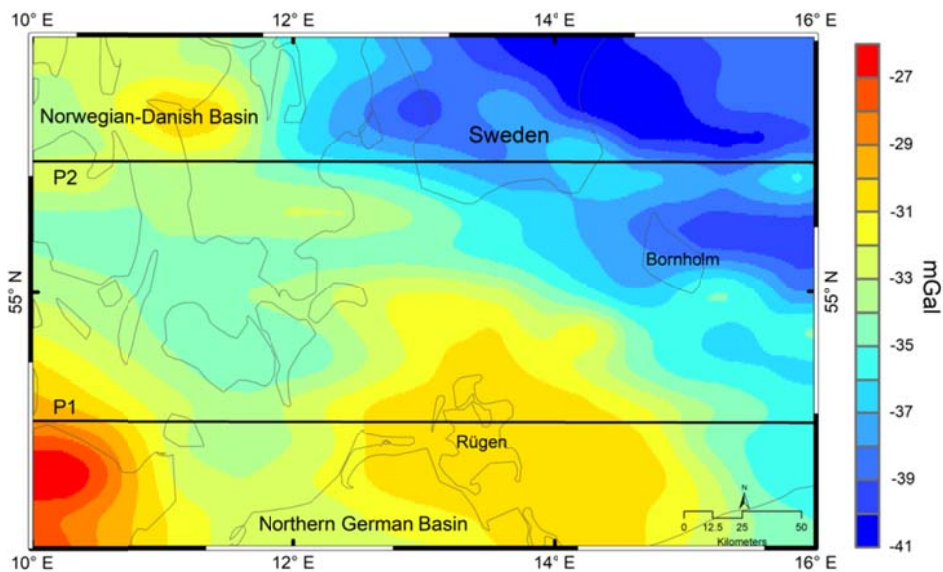
پیکربندی لایه‌ها در امتداد پروفیل P2 و با گذر از نواحی RFH و جنوب سوئد در شکل ۶ نشان داده شده است. مشاهده می‌شود که ضخامت رسوبات در نواحی جنوب سوئد که جزئی از سپربالتیک است به شدت کاهش یافته و با بالا آمدن سطح پی‌ستگ، ضخامت پوسته افزایش می‌یابد. پوسته فوقانی در امتداد این پروفیل تنها از پوسته فوقانی بالتیک تشکیل شده است. کاهش ضخامت پوسته در نواحی مرکزی این پروفیل و افزایش ضخامت رسوبات



شکل ۷. نمایش سه‌بعدی ساختار پوسته مدل‌سازی شده در منطقه جنوب‌غربی دریای بالتیک (واحد چگالی نشان داده شده بر روی شکل، کیلوگرم بر مترمکعب است).

رخ می‌دهد که این امر با تغییرات بارز عمق موهو و ضخامت پوسته در طرفین این زون همراه است. در قسمت شمال شرقی منطقه مورد مطالعه یعنی در محدوده جزیره برنهم و جنوب سوئد بیشترین عمق موهو در حدود ۴۰ کیلومتر مشاهده می‌شود و در مقابل در قسمت جنوب‌غربی منطقه و در محدوده حوزه شمال آلمان با کاهش شدید عمق موهو مواجه هستیم تا جایی که ناپوستگی موهو تا عمق حدود ۲۶ کیلومتر از سطح زمین بالا می‌آید.

شکل ۸. توپوگرافی مرز موهو مدل‌سازی شده در منطقه جنوب‌غربی دریای بالتیک را نشان می‌دهد. در این مدل، پوسته نسبتاً ضخیمی در محدوده کراتون شرق اروپا با ضخامت ۳۸ تا ۴۲ کیلومتر مشاهده می‌شود؛ در حالی که ضخامت پوسته در محدوده سیستم حوزه اروپای مرکزی به ۲۶ تا ۳۲ کیلومتر می‌رسد. همان‌گونه که انتظار می‌رود، گذار از پوسته پالئوزوئیک حوزه اروپای مرکزی به پوسته پرکامبرین کراتون شرق اروپا و سپربالتیک در محدوده زون تورنکوئیست



شکل ۸. توپوگرافی موهو برپایه مدل‌سازی داده‌های گرانی به همراه قیود لرزه‌ای و غیرلرزه‌ای در منطقه جنوب‌غربی دریای بالتیک.

رسوبی است و ساختارهای زمین ساختی منطقه را نشان می‌دهد. این مدل نشان می‌دهد که برخورد میان صفحه بالتیک و میکرو قاره آوالونیا برجسته‌ترین عارضه زمین ساختی منطقه بوده و درزه کالدونی ایجاد شده به واسطه تغییر پارامترهای فیزیکی در سطوح پوسته قابل تشخیص است. همچنین زون تورنکوئیست به عنوان منطقه گذار از پوسته ضخیم کراتون شرق اروپا به پوسته نازک تر صفحه اروپای مرکزی نشان داده شده و ساختار زمین ساختی RFH به عنوان منطقه‌ای با پوسته ضخیم تر و ضخامت رسوبات کمتر نسبت به نواحی مجاور خود مشخص شده است. مدل حاضر نسبت به لایه‌های سطحی از حساسیت بیشتری برخوردار بوده به طوری که با ایجاد تغییرات در این لایه‌ها اثر مدل تحت تأثیر به سزایی قرار می‌گیرد. با این وجود، به دلیل مطالعات متعدد پیشین در منطقه، اطلاعات اولیه کاملی از توالی لایه‌های رسوبی در دسترس بوده که باعث کاهش درجه آزادی مدل و افزایش صحت آن شده است و نتایج، همخوانی مناسبی را بین آنومالی بوگه اندازه گیری شده و مدل سازی شده نشان می‌دهد.

تشکر و قدردانی

نویسندگان از اداره بین المللی گرانی سنجی (BGI) به منظور تأمین داده‌های مورد نیاز و همچنین از دکتر ساین اشمیت به دلیل اجازه استفاده از نرم افزار ایگممس پلاس، قدردانی صمیمانه به عمل می‌آورند.

مراجع

- Andersen, O. B., Knudsen, P., Kenyon, S. and Holmes, S., 2014, Global and arctic marine gravity field from recent satellite altimetry (DTU13). In: 76th EAGE Conference and Exhibition 2014, Extended Abstracts, Amsterdam.
- Aichroth, B., Prodehl, C. and Thybo, H., 1992, Crustal structure along the central segment of the EGT from seismic-refraction studies: *Tectonophysics*, 207(1-2), 43-64.
- Artemieva, I. M. and Thybo, H. 2013, EUNaseis: a

منطقه RFH که به عنوان منطقه‌ای با پی سنگ بلوری کم عمق نسبت به مناطق مجاور خود شناخته می‌شود و در طی مرحله کشش قبل از زچستین (pre-Zechetein) شکل گرفته، از موهوی عمیق تری نسبت به نواحی همجوار خود یعنی حوزه رسوبی شمال آلمان و حوزه نروژ-دانمارک برخوردار است (شکل ۸). همچنین ضخامت رسوبات در محدوده RFH به مراتب از حوزه شمال آلمان و حوزه نروژ-دانمارک کمتر است که این امر به دلیل فرونشست آهسته تر RFH و همچنین فرسایش ناشی از فراخواست آن در ژوراسیک میانی است (کلاوسن و پدرسن، ۱۹۹۹؛ برتلسن، ۱۹۸۰؛ کاررایت، ۱۹۹۲). این منطقه با کاهش چشمگیر ضخامت پوسته پرچگال پایینی و افزایش ضخامت پوسته بالتیک بالایی همراه است (شکل ۷).

۶. نتیجه گیری

در این مطالعه یک مدل سه بعدی از ساختار پوسته بر پایه مدل سازی پیشرو داده گرانی در منطقه جنوب غربی دریای بالتیک ارائه شده که در آن از نتایج پژوهش‌های لرزه‌ای/غیرلرزه‌ای پیشین به منظور مقیدسازی و کاهش درجه آزادی مدل استفاده شده است. در حالی که مدل اولیه با استفاده از مدل‌های لرزه‌ای و نتایج پیشین ایجاد شده، مدل سازی پیشروی تعاملی داده‌های گرانی با اعمال تغییرات در هندسه و پارامتر فیزیکی، به بررسی و بهبود تخمین عمق موهو، خصوصاً در مناطقی با کمبود اطلاعات پیشین پرداخته و تغییرات محلی را با جزئیات و تفکیک پذیری بهتری نشان می‌دهد. مدل حاضر شامل عمق سنگ کف، عمق موهو و ضخامت پوسته و لایه‌های

- seismic model for Moho and crustal structure in Europe, Greenland, and the North Atlantic region, *Tectonophysics*, 609, 97-153.
- Ashena, Z., E. Ardestani, V., G. Camacho, A., Deghani, A. and Fernández, J., 2018, Moho depth determination beneath the Zagros Mountains from 3D inversion of gravity data: *Arabian Journal of Geosciences*, 11(3), 52.
- BABEL Working Group, 1993, Deep Seismic Reflection/Refraction Interpretation of Crustal Structure along Babel Profiles A and B in the

- Southern Baltic Sea: *Geophysical Journal International*, 112(3), 325-343.
- Baldschuhn, R., Best, G. and Kockel, F., 1991, Inversion tectonics in the North-west German Basin, In: Spencer, A.M. (Ed.), *Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons*. Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists. Vol. 1, 149-159.
- Bayer, U., Scheck, M., Rabbel, W., Krawczyk, C. M., Götze, H. J., Stiller, M., Beilecke, T., Marotta, A. M., Barrio-Alvers, L. and Kuder, J., 1999, An integrated study of the NE German Basin: *Tectonophysics*, 314(1), 285-307.
- Berthelsen, A., 1980, Towards a palinspastic tectonic analysis of the Baltic Shield.
- Berthelsen, A., 1998, The Tornquist Zone northwest of the Carpathians: an intraplate pseudosuture: *Gff*, 120(2), 223-230.
- Birch, F., 1961, The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars: 2: *Journal of Geophysical Research*, 66(7), 2199-2224.
- Björck, S., 1995, A review of the history of the Baltic Sea, 13.0-8.0 ka BP: *Quaternary international*, 27, 19-40.
- Blakely, R. J., 1995, *Potential theory in gravity and magnetic applications*, Cambridge university press, 61-63.
- Bleibinhaus, F., Beilecke, T., Bram, K. and Gebrande, H., 1999, A seismic velocity model for the SW Baltic Sea derived from BASIN'96 refraction seismic data: *Tectonophysics*, 314(1-3), 269-283.
- Carlson, R. and Raskin, G., 1984, density of the ocean crust: *Nature*, 311(5986), 555-558.
- Cartwright, J., 1992, The structural evolution of the Ringkøbing-Fyn High, in *Proceedings Tectonic evolution of the North Sea rifts 1992*, 200-216.
- Christensen, N. I. and Mooney, W. D., 1995, Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 9761-9788.
- Clausen, O. R. and Pedersen, P. K., 1999, Late Triassic structural evolution of the southern margin of the Ringkøbing-Fyn High, Denmark: *Marine and Petroleum Geology*, 16(7), 653-665.
- DEKORP-BASIN Research Group, 1999, Deep crustal structure of the Northeast German basin: New DEKORP-BASIN'96 deep-profiling results: *Geology*, 27(1), 55-58.
- Dragoi-Stavar, D. and Hall, S., 2009, Gravity modeling of the ocean-continent transition along the South Atlantic margins: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B9).
- Ebbing, J., Braitenberg, C. and Wienecke, S., 2007, Insights into the lithospheric structure and tectonic setting of the Barents Sea region from isostatic considerations, *Geophys. J. Int.*, 171(3), 1390-1403.
- Erlström, M., Thomas, S., Deeks, N. and Sivhed, U., 1997, structure and tectonic evolution of the Tornquist Zone and adjacent sedimentary basins in Scania and the southern Baltic Sea area: *Tectonophysics*, 271(3-4), 191-215.
- EUGENO-S Working Group, 1988, Crustal structure and tectonic evolution european of the transition between the Baltic Shield and the North German Caledonides (the EUGENO-S Project): *Tectonophysics*, 150(3), 253-348.
- Gardner, G. F., Gardner, L. and Gregory, A., 1985, Formation velocity and density: the diagnostic basics for stratigraphic traps: *Geophysics*, 50(11), 2085-2095.
- Godfrey, N., Beaudoin, B. and Klemperer, S., 1997, Ophiolitic basement to the Great Valley forearc basin, California, from seismic and gravity data: Implications for crustal growth at the North American continental margin: *Geological Society of America Bulletin*, 109(12), 1536-1562.
- Götze, H. J., 1978, Ein numerisches Verfahren zur Berechnung der gravimetrischen Feldgr aen drei-dimensionaler Modellkörper, *Archives for Meteorology Geophysics and Bioclimatology Series A* 25, 195-215.
- Götze, H.-J. and Lahmeyer, B., 1988, Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics: *Geophysics*, 53(8), 1096-1108.
- Götze, H., 1984, *Über den Einsatz interaktiver Computer graphik im Rahmen 3-dimensionaler Interpretationstechniken in Gravimetrie unt Magnetik: Habilitationsschrift*.
- Grad, M., Guterch, A. and Lund, C.-E., 1991, Seismic models of the lower lithosphere beneath the southern Baltic Sea between Sweden and Poland, *Tectonophysics*, 189, 219-227.
- Grad, M., Guterch, A. and Mazur, S., 2002, Seismic refraction evidence for crustal structure in the central part of the Trans-European Suture Zone in Poland, in *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe*, Vol. 201, pp. 295-309, eds Winchester, J.A., Pharaoh,
- Grad, M., Tiira, T. and Group, E. W., 2009, The Moho depth map of the European Plate: *Geophysical Journal International*, 176(1), 279-292.
- Guterch, A., Grad, M., Thybo, H., Keller, G. and Group, P. W., 1999, POLONAISE'97—an international seismic experiment between Precambrian and Variscan Europe in Poland: *Tectonophysics*, 314(1-3), 101-121.
- Haase, C., Ebbing, J. and Funck, T., 2017, A 3D regional crustal model of the NE Atlantic based on seismic and gravity data: *Geological Society, London, Special Publications*, 447(1), 233-247.
- Habibian, B. D., Brasse, H., Oskooi, B., Ernst, T., Sokolova, E., Varentsov, I. and Group, E. W., 2010, The conductivity structure across the Trans-

- European Suture Zone from magnetotelluric and magnetovariational data modeling: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 183(3-4), 377-386.
- Hansen, D., Nielsen, S. and Lykke-Andersen, H., 2000, The post-Triassic evolution of the Sorgenfrei-Tornquist Zone—results from thermo-mechanical modelling: *Tectonophysics*, 328(3-4), 245-267.
- Hansen, M. B., Lykke-Andersen, H., Dehghani, A., Gajewski, D., Hübscher, C., Olesen, M., Reicherter, K., 2005, The Mesozoic-Cenozoic structural framework of the Bay of Kiel area, western Baltic Sea *International Journal of Earth Sciences* 94:1070-1082.
- Hansen, M.B., Scheck-Wenderoth M, Hübscher C, Lykke-Andersen H, Dehghani A, Hell B, Gajewski D (2007) Basin evolution of the northern part of the Northeast German Basin — Insights from a 3D structural model *Tectonophysics* 437, 1-16.
- Harff, J., Björck, S. and Hoth, P., 2011, *The Baltic Sea Basin*, Springer.
- Heinbockel, R. E., 2002, Gravity and magnetic investigations along the Peruvian continental margin [Dissertation]: Univ. Hamburg. PPN (Catalogue ID): 36154112.I.
- Kossow, D., Krawczyk, C., McCann, T., Strecker, M. and Negendank, J. F., 2000, Style and evolution of salt pillows and related structures in the northern part of the Northeast German Basin: *International Journal of Earth Sciences*, 89(3), 652-664.
- Krauss, M., 1994, The tectonic structure below the southern Baltic Sea and its evolution: *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, Vol. 22, 19-19.
- Krawczyk, C., Stiller, M. and Group, D. B. R., 1999, Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin: *Tectonophysics*, 314(1-3), 241-253.
- Larsen, H. C., Saunders, A. D. and Cliff, P. D. (and the Shipboard Scientific Party), 1994, *Proceeding of the Drilling Program Initial Report*, Ocean Drill. Program, College Station, Tex, 152 pp.
- Lokhorst, A., Adlam, K., Brugge, J., David, P., Diapari, L., Fermont, W., Geluk, M., Gerling, P., Heckers, J. and Kockel, F., 1998, NW European Gas Atlas—composition and isotope ratios of natural gases: GIS application on CD-ROM by the British Geological Survey, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Danmarks og Gronlands Geologiske, Undersogelse, Netherlands Instituut voor Toegepaste geowetenschappen, Panstwowy Instytut Geologiczny, European Union.
- Ludwig, W., Nafe, J. and Drake, C. L., 1970, Seismic refraction. In: Maxwell, A.E. *The Sea*. Wiley-Interscience, New York:53-84
- Marello, L., Ebbing, J. and Gernigon, L., 2013, Basement inhomogeneities and crustal setting in the Barents Sea from a combined 3D gravity and magnetic model: *Geophysical Journal International*, v. 193, no. 2, p. 557-584.
- Makris, J., Wang, S.-R., 1994, Crustal structure at the Tornquist-Teisseyre zone in the Southern Baltic Sea, *Z. Geol. Wiss.* 22 1-2, 47-54.
- Maystrenko, Y., Bayer, U. and Scheck-Wenderoth, M., 2005, The Glueckstadt Graben, a sedimentary record between the North and Baltic Sea in north Central Europe: *Tectonophysics*, 397(1-2), 113-126.
- Maystrenko, Y. P. and Scheck-Wenderoth, M., 2013, 3D lithosphere-scale density model of the Central European Basin System and adjacent areas: *Tectonophysics*, Vol. 601, 53-77.
- Mazur, S., Mikolajczak, M., Krzywiec, P., Malinowski, M., Buffenmyer, V. and Lewandowski, M., 2015, Is the Teisseyre-Tornquist Zone an ancient plate boundary of Baltica?: *Tectonics*, 34(12), 2465-2477.
- Meissner, R., Thybo, H. and Abramovitz, T., 2002, Interwedging and inversion structures around the trans-European suture zone in the Baltic Sea, a manifestation of compressive tectonic phases: *Tectonophysics*, 360(1-4), 265-280.
- Molinari, I., Morelli, A., 2011, EPcrust: a reference crustal model for the European Plate, *Geophys. J. Int.* 185, 352-364.
- Nafe, J. E. and Drake, C. L., 1957, Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves: *Geophysics*, 22(3), 523-552.
- Pail, R., Goiginger, H., Schuh, W. D., Höck, E., Brockmann, J. M., Fecher, T., Gruber, T., Mayer-Gürr, T., Kusche, J. and Jäggi, A., 2010, Combined satellite gravity field model GOCO01S derived from GOCE and GRACE: *Geophysical Research Letters*, 37(20), L20314.
- Pedersen, T. and Gregersen, S., 1999, Project Tor: deep lithospheric variation across the Sorgenfrei-Tornquist Zone, southern Scandinavia: *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, Vol. 46, 13-24.
- Pharaoh, T. C., 1999, Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review: *Tectonophysics*, 314(1-3), 17-41.
- Rabbel, W., Förste, K., Schulze, A., Bittner, R., Röhl, J. and Reichert, J., 1995, A high-velocity layer in the lower crust of the North German Basin: *Terra Nova*, 7(3), 327-337.
- Reicherter, K., Frotzheim, N., Jarosinski, M., Badura, J., Franzke, H., Hansen, M., Hübscher, C., Müller, R., Poprawa, P. and Reinecker, J., 2008, Alpine tectonics north of the Alps: *The geology of central Europe*, Vol. 2, 1233-1285.
- Salem, A., Green, C., Campbell, S., Fairhead, J. D.,

- Cascone, L. and Moorhead, L., 2013, Moho depth and sediment thickness estimation beneath the Red Sea derived from satellite and terrestrial gravity data: *Geophysics*, 78(5), G89-G101.
- Schäfer, A., Brasse, H. and Hoffmann, N., 2009, Magnetotelluric investigation of the Sorgenfrei-Tornquist Zone and the NE German Basin, in *Proceedings Proceedings of the 23rd Schmucker-Weidelt-Colloquium for Electromagnetic Depth Research, Heimvolkshochschule am Seddiner See 2009*, Vol. 28, 252-262.
- Scheck-Wenderoth, M. and Lamarche, J., 2005, Crustal memory and basin evolution in the Central European Basin System—new insights from a 3D structural model: *Tectonophysics*, 397(1-2), 143-165.
- Schmidt, S. and Götze, H.-J., 1998, Interactive visualization and modification of 3D-models using GIS-functions: *Physics and Chemistry of the Earth*, 23(3), 289-295.
- Schmidt, S., Plonka, C., Götze, H.-J. and Lahmeyer, B., 2011, Hybrid modeling of gravity, gravity gradients and magnetic fields. *Geophysical Prospecting*, 59(6), 1046-1051.
- Shomali, Z. H., Roberts, R. G., Pedersen, L. B. and Group, T. W., 2006, Lithospheric structure of the Tornquist Zone resolved by nonlinear P and S teleseismic tomography along the TOR array: *Tectonophysics*, 416(1-4), 133-149.
- Sippel, J., Scheck-Wenderoth, M., Lewerenz, B. and Kroeger, K. F., 2013, A crust-scale 3D structural model of the Beaufort-Mackenzie Basin (Arctic Canada): *Tectonophysics*, Vol. 591, 30-51.
- Smirnov, M. Y. and Pedersen, L. B., 2009, Magnetotelluric measurements across the Sorgenfrei-Tornquist Zone in southern Sweden and Denmark: *Geophysical Journal International*, 176(2), 443-456.
- Tesauro, M., Kaban, M. K. and Cloetingh, S. A., 2008, EuCRUST-07: A new reference model for the European crust: *Geophysical Research Letters*, 35(5).
- Thybo, H., A., 1990, seismic velocity model along the EGT profile—from the North German Basin into the Baltic Shield, in *Proceedings The European Geotraverse: Integrative studies, Results from the earth science study centre*. 5, 99-108.
- Thybo, H., 2000, Crustal structure and tectonic evolution of the Tornquist Fan region as revealed by geophysical methods: *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, Vol. 46, 145-160.
- Thybo, H., 2001, Crustal structure along the EGT profile across the Tornquist Fan interpreted from seismic, gravity and magnetic data: *Tectonophysics*, 334(3-4), 155-190.
- Thybo, H. and Schönharting, G., 1991, Geophysical evidence for Early Permian igneous activity in a transtensional environment, Denmark: *Tectonophysics*, 189(1-4), 193-208.
- Thybo, H., Kiørboe, L. L., Møller, C., Schönharting, G., Berthelsen, A., 1989, Geophysical and tectonic modelling of EUGENO-S Profiles. In: Freeman, R., Mueller, St. (Eds.), *Proceedings of the Sixth Workshop on the European Geotraverse Project*. ESF, Strasbourg, 93– 104.
- Vejbæk, O. V., 1997, Dybe strukturer i danske sedimentære bassiner, *Dansk Geologisk Forening= DGF*.
- Yegorova, T., Bayer, U., Thybo, H., Maystrenko, Y., Scheck-Wenderoth, M. and Lyngsle, S., 2007, Gravity signals from the lithosphere in the Central European Basin System: *Tectonophysics*, 429(1-2), 133-163.
- Ziegler, P. and Dèzes, P., 2006, Crustal evolution of western and central Europe: *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1), 43-56.
- Ziegler, P. A., *Geological atlas of western and central Europe 1990*, Geological Society of London.
- Zielhuis, A. and Nolet, G., 1994, Shear-wave velocity variations in the upper mantle beneath central Europe: *Geophysical Journal International*, 117(3), 695-715.

Moho Topography Estimation using Interactive Forward Modeling of Gravity Data

Dehghan, M. J.^{1*}, Ebrahimzadeh Ardestani, V.² and Dehghani, A.³

1. Ph.D. Student, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

2. Professor, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

3. Professor, Institute of Geophysics, University of Hamburg, Hamburg, Germany

(Received: 11 Oct 2020, Accepted: 24 Jan 2021)

Summary

The Moho discontinuity is a boundary between the crust and upper mantle that reveals the difference between them with changes in seismic velocity, density, chemical structure, and constituents. Estimating the Moho depth and studying its lateral changes is one of the important goals of geophysical studies. The current study aims to estimate the depth and topography of the Moho discontinuity in the southwestern part of the Baltic Sea, including parts of the central European system, the Trans-European Suture Zone, Caledonian Crustal Suture, and the Ringkobing-Fyn High. This area has been one of the most attractive regions for Geoscientists in the last decades due to its complicated geological structures caused by different tectonic events. For this purpose, a three-dimensional model of the crustal structures based on gravity data forward modeling in the study area has been presented. Previous seismic / non-seismic results have been used to constrain the model and reduce its degree of freedom. This model includes sedimentary sequences, crustal thickness, Moho topography, and high-velocity lower crust expansion in the region and shows the tectonic structures of the study area. This study used a combination of marine, land, and EGM2008 gravity data and modeled them with IGMAS+, Interactive Gravity and Magnetic Application System. The interactive modeling program allows the user to change the geometry as well as the density and susceptibility of the primary model and observe results quickly during the processing. In the software, the model structure could be more user friendly by eliminating additional details and dividing the whole model into vertical sections. Our primary model consists of three main layers of sediments, crust and upper mantle. The sedimentary layer is divided into two major parts, pre-Permian and post-Carboniferous. Also, the crustal layer is divided into the upper crust and the high-density lower crust. Besides, the upper crust is composed of the upper crust of the Baltica and the upper crust of Avalonia. The last layer of the model is a part of the upper mantle. The model space consists of 16 vertical planes stretching 385 kilometers east-west with an equal distance of 15 kilometers, covering the entire study area. The initial model was developed based on seismic sections and previous models, and it has been improved using interactive forward modeling of gravity data. The result shows a good agreement between the measured and modeled Bouguer anomaly, and the Root Mean Square Error of the model is 1.12 mGal. The model correlates clearly with major tectonic units. It indicates that the Caledonian collision resulted in the amalgamation of Baltica and Avalonia is the most prominent tectonic event in the area, and the Caledonian crustal suture between them is interpreted from changes in physical parameters at crustal levels. There is a relatively thick crystalline crust in the area, and the depth of Moho discontinuity varies from 26 to 42 km. The results also indicate that the transition from the Paleozoic crust of the Central European Basin to the Precambrian crust of the Eastern European Craton occurs within the Tornquist Zone.

Keywords: Forward modeling, Gravimetry, Baltic Sea, Moho Discontinuity, Tornquist Zone.

* Corresponding author:

mj_dehghan@ut.ac.ir