

Scheck-Wenderoth, M. (2024): Das Norddeutsche Becken als Teil des Zentraleuropäischen Beckensystems (CEBS): strukturelle Entwicklung und thermisches Feld, (Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge ; 31), 83. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen 2024 (Bad Muskau, Germany 2024), 85-92.

Brandenburg. Geowiss. Beitr.	Cottbus	Bd. 31/2024	S. 85–92	3 Abb., 28 Lit.
------------------------------	---------	-------------	----------	-----------------

Das Norddeutsche Becken als Teil des Zentraleuropäischen Beckensystems (CEBS): strukturelle Entwicklung und thermisches Feld

MAGDALENA SCHECK-WENDEROTH

1 Einleitung

Das Zentraleuropäische Beckensystem (Central European Basin System CEBS; Abb. 1) erstreckt sich von der südlichen Nordsee bis Polen und ist ein Gebiet mit einer außergewöhnlich guten Abdeckung an geologischen und geophysikalischen Daten, die sowohl aus der Kohlenwasserstoffexploration als auch von wissenschaftlichen Forschungsprogrammen stammen. Der öffentlich zugängliche Teil dieser Daten wurde genutzt, um ein regionales, lithosphärenskaliges 3D-Strukturmodell zu erstellen (MAYSTRENKO & SCHECK-WENDEROTH 2013; SCHECK-WENDEROTH & MAYSTRENKO 2013; MAYSTRENKO, BAYER & SCHECK-WENDEROTH 2013). Dafür wurden iterative Workflows entwickelt, um geologische Beobachtungen, wie z. B. Bohrlochmessungen, seismologische, seismische und Schwerfelddaten, in ein konsistentes dreidimensionales geologisches Strukturmodell zu integrieren. Eine Schlüsselmethode in diesem Datenintegrationsprozess ist die 3D-Schweremodellierung (ANIKIEV et al. 2023). Dabei werden Dichten von seismischen Geschwindigkeiten in Tiefenprofilen oder seismischen Tomographiestudien abgeleitet und die aus der Dichteverteilung resultierende Schwerewirkung berechnet. In einem iterativen Prozess wird die berechnete Schwere an die Beobachtungsdaten angepasst. Das ermöglicht uns, selbst die tiefsten Krusten- und Manteltiefen zu erforschen. Das so erstellte 3D-Modell ist in zweierlei Hinsicht nützlich: Erstens bildet die Mächtigkeitsverteilung der erhaltenen geologischen Einheiten die mehr als 300 Millionen Jahre währende Absenkungsgeschichte und die damit verbundenen Deformationsphasen ab. Zweitens kann das Modell als Grundlage für die Simulation von Wärme- und Fluidtransportprozessen im Untergrund verwendet werden, um z. B. das heutige tiefe Temperaturfeld zu berechnen. Die hier dargestellte Zusammenfassung mehrerer Arbeiten der letzten Jahre setzt die tiefe Struktur in Beziehung zur Entwicklung und zum heutigen tiefen Temperaturfeld.

3D-Struktur und Subsidenzgeschichte

Das Modell integriert die präkambrische Lithosphäre Balticas im Nordosten (Abb. 1c), die entlang der Teisseyre-

Tornquist-Zone an eine Lithosphäre mit kaledonischem (East-Avalonia + Laurentia) und variszischem Konsolidierungsalter (Rhenoherynikum + Saxothuringikum) unterhalb des größten Teils des CEBS anschließt. Mehr als 15 km mächtige permische bis känozoische Ablagerungen (Abb. 1d), einschließlich zahlreicher Salzstrukturen, liegen über einer älteren Abfolge präpermerischer Ablagerungen (Abb. 1e). Die permische bis känozoische Beckenfüllung weist eine komplexe geologische Struktur auf. Sie erreicht ihre maximale Mächtigkeit unter den tiefsten Teilen des Glückstadt Grabens im Zentrum des Beckens und nimmt zu den südlichen und nördlichen Rändern des Beckens hin ab, wo die kristalline Kruste nahe der Oberfläche liegt (MAYSTRENKO, BAYER & SCHECK-WENDEROTH 2013). Der strukturelle Aufbau des Postperms im CEBS wird weitgehend durch das mächtige, postsedimentär mobilisierte Zechsteinsalz (Abb. 2d) bestimmt, das die mesozoischen und känozoischen Abfolgen des Suprasalzes mechanisch und hydraulisch von den Einheiten unterhalb des Zechsteinsalzes entkoppelt. Das CEBS ist einer der besten Orte der Welt, um Salztektonik zu untersuchen. Es bietet nicht nur die gesamte Bandbreite an Salzstrukturen, die sich während einer mehrphasigen tektonischen Geschichte gebildet haben, sondern ist auch der Ort, an dem viele Konzepte der halokinetischen Deformation erstmals beschrieben wurden. Rekonstruktionen der Salzbewegungen zeigen, dass das Gebiet, in dem heute Salz beobachtet wird, auch in etwa dem Gebiet entspricht, in dem das Zechsteinsalz im späten Perm initial abgelagert wurde (Abb. 2c). Die Geometrie der rekonstruierten Salzmächtigkeit (Abb. 2d), die Verteilung der Randkarbonate sowie die Mächtigkeit und Faziesverteilung des unterlagernden Rotliegend (Abb. 2b) deuten darauf hin, dass nach den magmatischen Ereignissen des Permokarbons (Abb. 2a) zwei WNW-ESE-orientierte Teilbecken während der Rotliegend- und Zechsteinzeit (Abb. 2a) in einer Phase thermischer Subsidenz absanken. Diese so genannten „Nördlichen und Südlichen Perm-Becken“ waren durch das Mittlere-Nordsee-Ringkøbing-Fynen-Hoch strukturell getrennt und dieses Strukturhoch blieb fast durch das gesamte Mesozoikum bestehen. Die ursprüngliche horizontale Konfiguration des Salzes ist jedoch nur in sehr begrenzten Bereichen erhalten, da die postsedimentäre Mobilisierung des Zechsteinsalzes seit

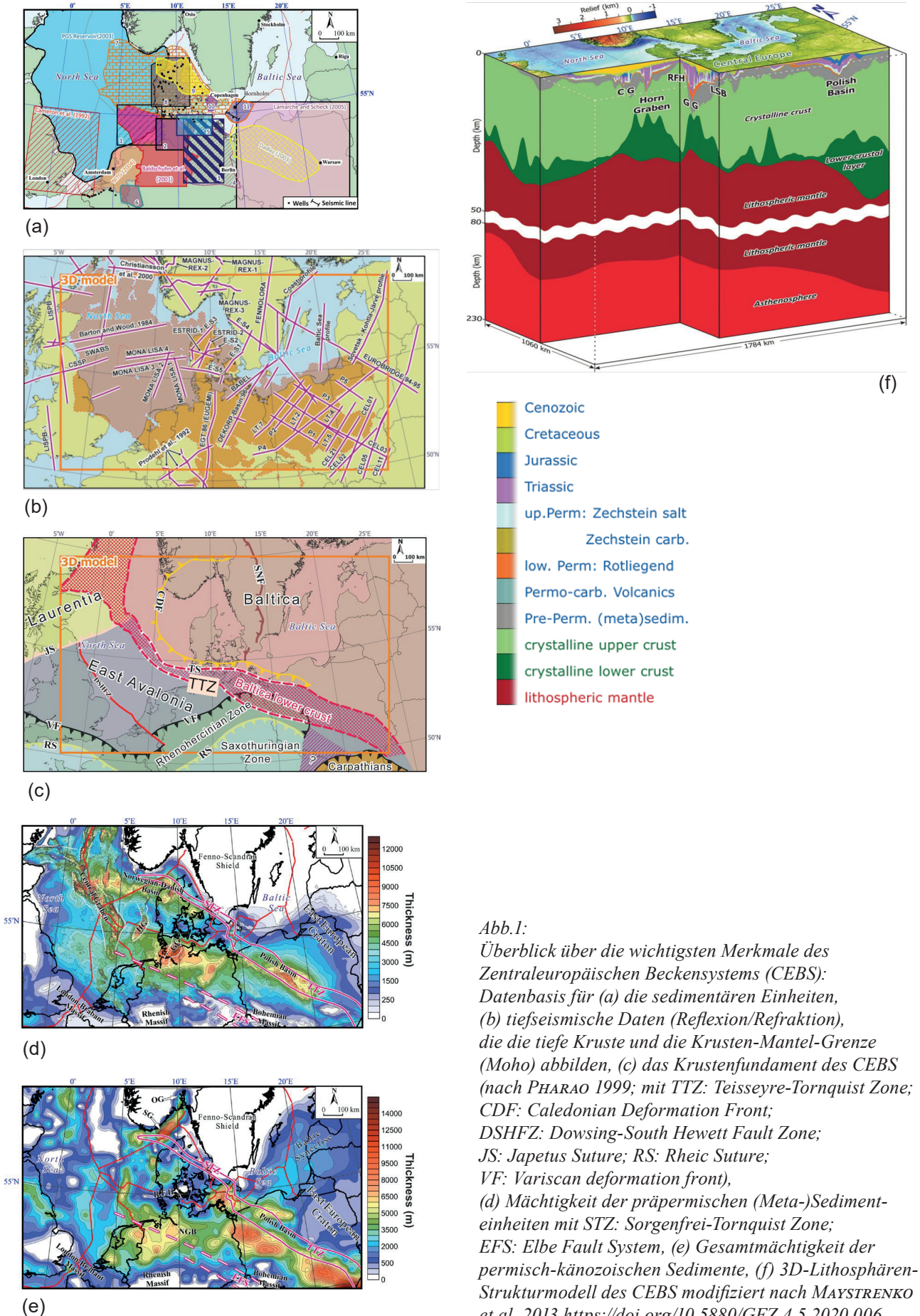


Abb. 1: Überblick über die wichtigsten Merkmale des Zentraleuropäischen Beckensystems (CEBS): Datenbasis für (a) die sedimentären Einheiten, (b) tiefeismische Daten (Reflexion/Refraktion), die die tiefe Kruste und die Krusten-Mantel-Grenze (Moho) abbilden, (c) das Krustenfundament des CEBS (nach PHARAO 1999; mit TTZ: Teisseyre-Tornquist Zone; CDF: Caledonian Deformation Front; DSHFZ: Dowsing-South Hewett Fault Zone; JS: Japetus Suture; RS: Rheic Suture; VF: Variscan deformation front), (d) Mächtigkeit der präpermischen (Meta-)Sedimenteinheiten mit STZ: Sorgenfrei-Tornquist Zone; EFS: Elbe Fault System, (e) Gesamtmächtigkeit der permisch-känozoischen Sedimente, (f) 3D-Lithosphären-Strukturmodell des CEBS modifiziert nach MAYSTRENKO et al. 2013 <https://doi.org/10.5880/GFZ.4.5.2020.006>

der mittleren Trias zu der heute beobachteten komplexen Mächtigkeitsverteilung des Salzes (Abb. 2d) führte. Diese heutige Verteilung zeigt, dass die Achsen der Salzstrukturen weitgehend einem Hauptmuster folgen, das von zwei Hauptrichtungen dominiert wird – N-S und NW-SE (SCHECK-WENDEROTH et al. 2008b). Die Familie der grob N-S-orientierten Salzstrukturen ist auf die zentralen Teile des CEBS beschränkt und diese Salzstrukturen verlaufen parallel zu den Rändern großer Gräben wie dem Glückstadt Graben, dem Horn Graben und dem Central Graben. Letztere bildeten sich während der Differenzierung der früheren, WNW-ESE-orientierten Perm-Becken in eine Reihe von NNE-SSW-gerichteten Teilbecken ab der mittleren Trias bis zum frühen Jura. Entsprechend bildet sich diese Differenzierung in der triassischen Mächtigkeitsverteilung ab (Abb. 2e) und weist auf eine E-W-gerichtete Extension hin. Die lokalisierte Subsidenz in den N-S-Gräben, die von Salzmobilisierung begleitet wurde, ist besonders deutlich in seismischen Profilen, z. B. durch den Glückstadt Graben erkennbar (Abb. 2i, Lage in Abb. 2d).

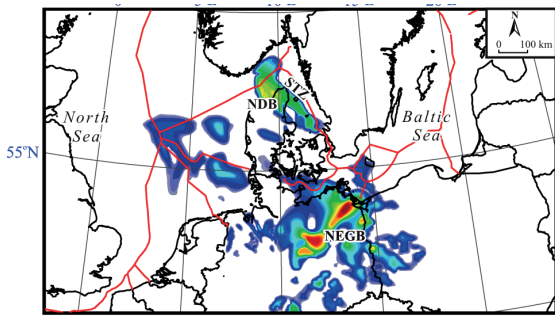
Salzstrukturen mit NW-SE gerichteten Achsen sind parallel zur Teisseyre-Tornquist Zone (TTZ) entlang der invertierten Mittelpolnischen Schwelle (KRZYWIEC 2006a, b) und ebenso parallel zu den invertierten Beckenrändern des CEBS, entlang der Sorgenfrei-Tornquist-Zone (STZ) im Norden und des Elbe Störungssystems (EFS) im Süden (MAZUR, SCHECK-WENDEROTH & KRZYWIEC 2005). Diese NW-SE verlaufenden Salzstrukturen haben sich über Grundgebirgsverwerfungen entwickelt, die bereits vor der Salzablagerung entstanden sind. Dass diese Strukturelemente im späten Jura reaktiviert wurden, zeigt die jurassische Mächtigkeitsverteilung, die NW-SE gerichtete Teilbecken abbildet, die auch noch in der Unterkreide weiter absanken. Während der anschließenden Beckeninversion in der späten Kreide spielte NW-SE-Richtung erneut eine Schlüsselrolle. Das zeigt sich auch in NW-SE-orientierten Maxima/Minima in der Mächtigkeitsverteilung der Kreide (Abb. 2g). Seismische Daten und 3D-Rekonstruktionen der Salzbewegungen haben gezeigt, dass die Salzbewegungen als Reaktion auf Veränderungen in der regionalen Tektonik stattfanden: Der Beginn der Salzbewegungen erfolgte zeitgleich mit der triassischen E-W-Extension, die zur Bildung der großen N-S-Gräben des CEBS und zu lokal beschleunigter Subsidenz im Norwegisch-Dänischen Becken und im Polnischen Becken führten. Vom späten Jura bis in die frühe Kreide traten die stärksten Salzbewegungen innerhalb des Zentralgrabens, des Niedersächsischen Beckens, des Pompeckj-Blocks und des Subherzynyen Beckens auf, die als transtensionale Becken initiiert wurden. Die Intensität der spätjurassisch-frühkreidezeitlichen Salztektonik nimmt von den Randgebieten des CEBS in Richtung des Horngrabens, des Glückstadt Grabens und der angrenzenden Gebiete deutlich ab. Die späte Kreide ist zunächst durch tektonische Ruhe ohne starke Salzbewegungen im gesamten Untersuchungsgebiet gekennzeichnet, was sich durch konstante Mächtigkeiten der Oberkreide abbildet (Abb. 2i). Die nächste regionale Phase der Salzbewegungen wurde durch

die Inversionstektonik der späten Kreidezeit und des frühen Känozoikums ausgelöst, die fast das gesamte mitteleuropäische Beckensystem in Form von erneuten Salzbewegungen betraf. Kretazische Inversionstektonik bevorzugt die NW-SE-Richtung und weist auf eine NNE-SSW-gerichtete Kompression hin. Diese hat das Grundgebirge nur entlang des NW-SE streichenden Elbe-Störungssystems und der Tornquist-Zone erfasst, wo auch die stärkste kompressive Deformation vorliegt. Im Gegensatz dazu war im größten Teil des Norddeutschen Beckens ein „thin-skinned“ Charakter der Salzbewegungen vorherrschend. Abschließend haben Salzbewegungen auch die känozoische Subsidenz (Abb. 2h) begleitet und wieder zur Bildung überwiegend N-S gerichteter Randsenken geführt, die auf eine erneute E-W gerichtete Dehnung hinweisen. Besonders ausgeprägt sind diese N-S-gerichteten Salzrandsenken z. B. in den Außenbereichen des Glückstadt Grabens (Abb. 2i).

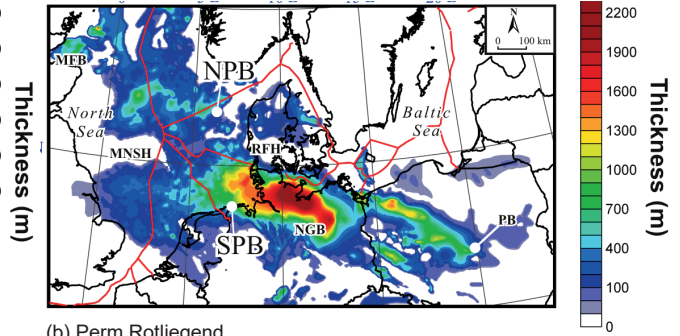
Das im Laufe dieser unterschiedlichen Phasen mobilisierte Salz bildet heute eine große Bandbreite an Salzstrukturen (z. B. Diapire, Kissen, Salzwände), die das sedimentäre Deckgebirge verbiegen oder durchstoßen und lokal fast die Oberfläche erreichen (SCHECK-WENDEROTH et al. 2008a, b).

Das tiefe thermische Feld des CEBS

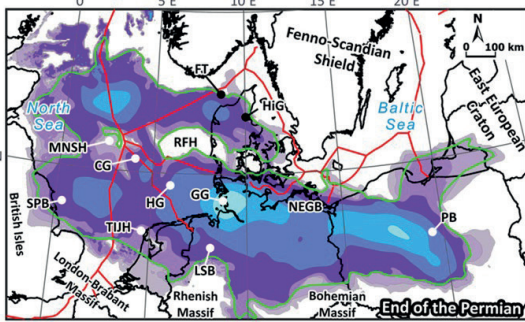
Zur Berechnung des thermischen Feldes lösen wir die Differentialgleichungen, die die gekoppelten thermisch-hydraulisch-mechanischen Prozesse beschreiben, mit einer 3-D-Finite-Elemente-Methode unter Verwendung des Open-Source-Codes GOLEM (JACQUEY & CACACE 2017; CACACE & JACQUEY 2017). Dabei bietet das CEBS ein interessantes natürliches Labor um zu testen, wie die im Untergrund vorliegenden lithologischen Heterogenitäten das tiefe Temperaturfeld beeinflussen. Generell sind dabei Einflüsse auf das Wärmebudget und Einflüsse auf den Wärmetransport zu unterscheiden. Das Wärmebudget umfasst zum einen die Wärme aus der tiefen Erde und zum anderen die in der Lithosphäre generierte radiogene Wärme. Die Wärme aus der tiefen Erde kann z. B. mit der Tiefenlage der thermischen Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAB) beschrieben werden, die ungefähr der Isotherme von 1300°C entspricht (HIRSCHMANN 2000) und den durchschnittlichen geothermischen Gradienten der Lithosphäre definiert. Unter dem CEBS steigt die LAB von mehr als 200 km Tiefe in präkambrischen Bereichen im Nordosten auf etwa 80 km unter der südlichen Nordsee an (Abb. 1f; für weitere Details siehe SCHECK-WENDEROTH et al. 2014). Der zweite Faktor ist die radiogene Wärmeproduktion – hier trägt insbesondere die felsische kristalline Oberkruste entscheidend bei. Der Wärmetransport ist zum einen abhängig von der thermischen Leitfähigkeit der geologischen Einheiten und zum anderen von deren Durchlässigkeit, da letztere den gekoppelten Wärmetransport durch zirkulierende Fluide, den konvektiven Wärmetransport, steuert. Auf der Skala der Lithosphäre ist konduktiver Wärmetransport der dominierende Faktor und vor allem von der thermischen Leitfähigkeit



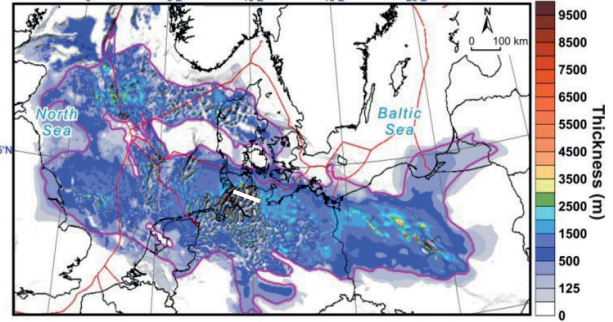
(a) Permokarbone Vulkanite



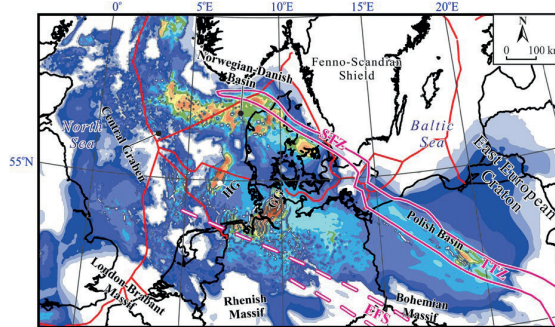
(b) Perm Rotliegend



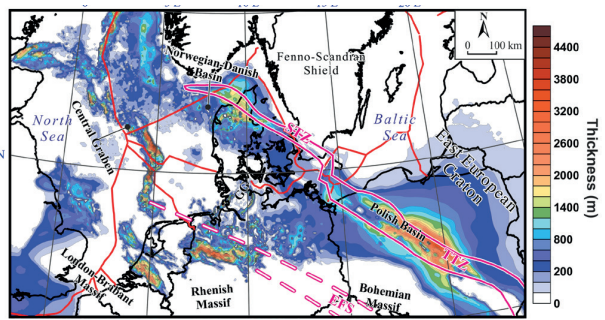
(c) Perm Zechstein: initiale Mächtigkeit



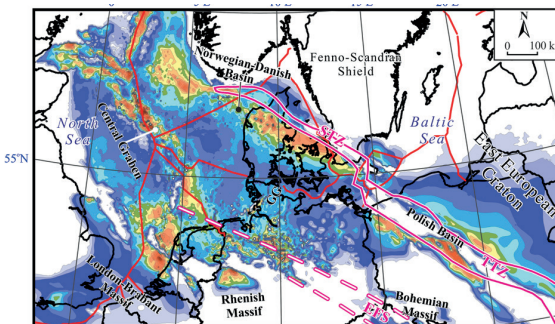
(d) Zechstein: heutige Mächtigkeit



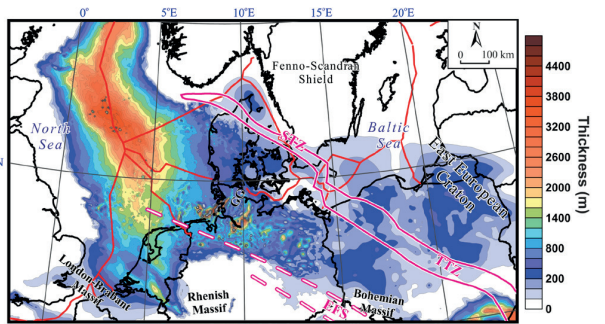
(e) Trias



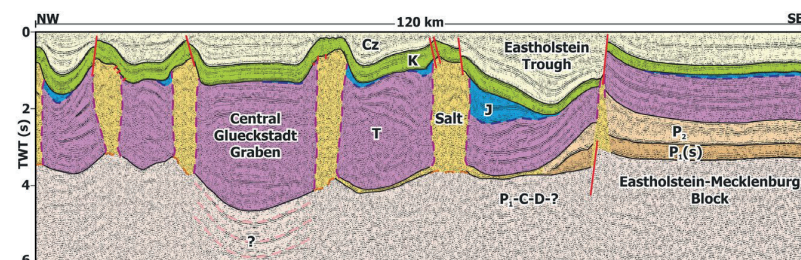
(f) Jura



(g) Kreide



(h) Känozoikum



(i)

Abb. 2:

Mächtigkeiten der im lithosphärenskaligen 3D-Modell des CEBS aufgelösten Sedimenteinheiten und seismisches Schlüsselprofil. Lage durch den Glückstadt Graben als weiße Linie in heutiger Mächtigkeitsverteilung des Zechstein-Salzes (d).

(i) CG: Central Graben; FT: FjerritslevTrough; GG: Glückstadt Graben; HG: Horn Graben; HiG: Himmerland Graben; LSB: Lower Saxony Basin; MNSH: Mid North Sea High; NEGB: Northeast German Basin; PB: Polish Basin; RFH: Ringkoebing-Fyn High; SPB: Sole Pit Basin (verändert nach MAYSTRENKO et al. 2013, SCHECK-WENDEROTH et al. 2008a).

higkeit der geologischen Einheiten abhängig. Dabei leiten klastische, wenig kompaktierte Sedimente Wärme am wenigsten gut, kristalline Gesteine hingegen deutlich besser. Steinsalz ist doppelt bis dreimal leitfähiger als andere Gesteine.

Da die lokale Temperatur das überlagerte Ergebnis all dieser Effekte ist, variiert die Tiefe der 100° C-Isotherme (Abb. 3a) und auch die Temperaturverteilung in einer bestimmten Tiefe (Abb. 3b, c) unter dem CEBS erheblich. Dieses mit gemessenen Temperaturen konsistente Modell des konduktiven thermischen Felds (SCHECK-WENDEROTH & MAYSTRENKO 2013) zeigt, dass sich die kältesten Bereiche an den Beckenrändern befinden, wo leitfähige kristalline Gesteine nahe der Oberfläche liegen, so dass die Wärme effizient entweichen kann. Der Nordost-Rand wird außerdem von einer dicken Lithosphäre unterlagert und ist daher durch einen geringeren durchschnittlichen Temperaturgradienten gekennzeichnet. Im Beckenbereich führen die isolierenden Sedimente zu einem Wärmestau und damit zu höheren Temperaturen im Vergleich zu den Beckenrändern. Dieses allgemeine Muster wird zusätzlich durch den Kamineffekt der thermisch sehr gut leitenden Salzstrukturen überlagert, der zu kurzweiligen Temperaturvariationen und sogar mit der Tiefe alternierenden thermischen Anomalien führt. Je nachdem, ob eine ausreichend dicke Abdeckung aus porösen und damit isolierenden Sedimenten vorhanden ist, oder ob die Salzstruktur die Oberfläche erreicht, und damit die Wärme relativ ungehindert abfließen kann, können solche Salzstrukturen positive bzw. negative thermische Anomalien verursachen (Abb. 3f).

Im Bereich der Sedimentfüllung wird der konduktive Wärmetransport von konvektiven Prozessen überlagert. So werden Wärme und gelöste Stoffe auch durch zirkulierende Porenfluide transportiert. Deshalb ist die hydraulische Durchlässigkeit der geologischen Einheiten ein weiteres, für den Wärmetransport im Untergrund wichtiges Element. Generell liegen im CEBS vier verschiedene Grundwasserkomplexe vor, die durch Grundwasserstauer getrennt werden (u. a. FRICK et al. 2022). Von oben nach unten sind das:

- (1) Das Trinkwasserstockwerk, das mehrere quartäre Aquifere umfasst und durch den undurchlässigen tertiären Rupelton von den tieferen, salzhaltigen Grundwasserstockwerken getrennt wird.
- (2) Unter dem Rupelton folgt ein zweites komplexes Grundwasserstockwerk, das unterschiedlich salzhaltige Fluide in den Schichten bis zum teilweise undurchlässigen triassischen Muschelkalk umfasst. Letzterer trennt das spätmesozoische Grundwasserstockwerk vom
- (3) Grundwasserleiter des triassischen Buntsandsteins, der nach unten durch das undurchlässige Zechsteinsalz begrenzt wird. Unterhalb des Zechsteinsalzes folgen schließlich
- (4) die Präzechstein-Reservoirs des Rotliegenden und der permokarbonen Vulkanite.

Alle prätertiären Aquifersysteme sind potentielle Ziele für die tiefe geothermische Nutzung in Norddeutschland. Eine sichere und nachhaltige Nutzung erfordert, das Zusammenspiel der verschiedenen Wärmetransportmechanismen zu berücksichtigen. Gekoppelte Prozesssimulationen sind hierzu ein praktisches Instrument. Thermohydraulische Modelle, die den oberen, durchlässigen Teil des Systems betrachten, nutzen thermische Anfangs- und Randbedingungen aus den lithosphärenskaligen 3D-konduktiven Simulationen. Ergebnisse dazu sind für verschiedene Teilregionen Brandenburgs (NOACK et al. 2013; TSYPIN 2024) und Berlins (SIPPEL et al. 2013; FRICK et al. 2015; FRICK et al. 2022) verfügbar und überwiegend frei zugänglich. Auch wurden mehrere regionale Modelle in ein konsistentes 3D-Modell der gesamten Lithosphäre Deutschlands („3-D-Deutschland“) integriert (ANIKIEV et al. 2019a, b) und kürzlich auch zur Entwicklung eines datenkalibrierten geomechanischen Modells für Untersuchungen des 3D-Krustenspannungszustandes von Deutschland verwendet (AHLERS et al. 2021). Das Spannungsfeld ist relevant, wenn das mögliche Auftreten induzierter Seismizität durch die geothermische Nutzung vermieden werden soll. Jüngste Softwareentwicklungen implementieren deshalb zusätzlich auch thermo-poroelastische Kopplung, um das mögliche Auftreten mikro-seismischer Ereignisse zu simulieren (CACACE, HOFMANN & SHAPIRO 2021; HUTKA et al. 2023; JACQUEY et al. 2018).

2 Schlussfolgerungen

Die Kombination aus datengestützter Strukturmodellierung und Prozesssimulationen ist für die Nutzung des geologischen Untergrunds von entscheidender Bedeutung, da sie dazu beiträgt,

- (1) die lithologische und die damit verbundene petrophysikalische Heterogenität zu berücksichtigen,
- (2) Temperaturanomalien und ihre Ursachen vorherzusagen,
- (3) den Einfluss unterschiedlicher Faktoren zu quantifizieren und

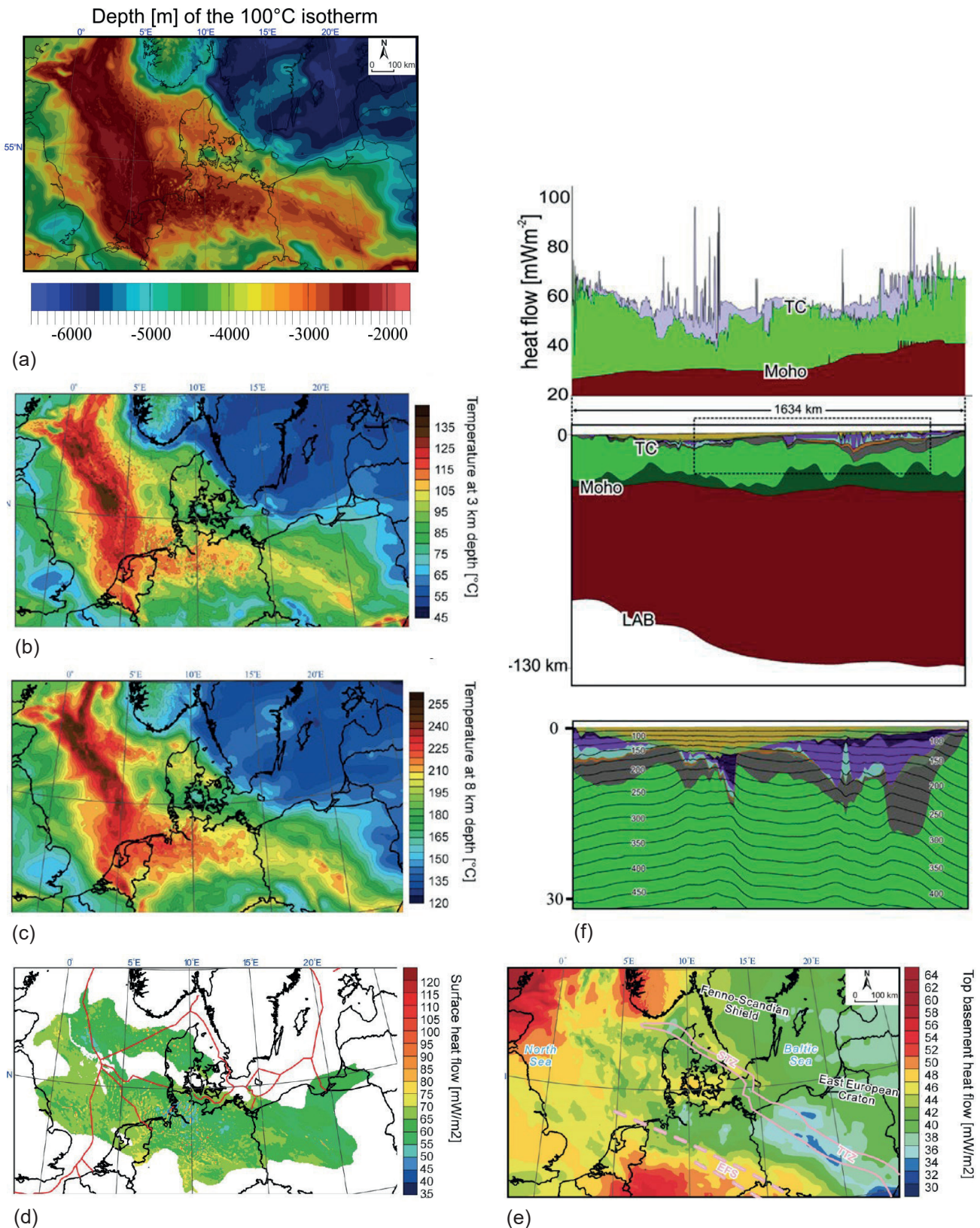


Abb. 3: (a) Tiefe bis zur 100°C-Isotherme, modellierte Temperatur in (b) 3 km Tiefe und (c) 8 km Tiefe; (d) vorhergesagter Wärmefluss an der Oberfläche; (e) Wärmefluss an der Oberfläche des kristallinen Grundgebirges; (f) Querschnitt durch das Modell, der zeigt, dass der Wärmefluss an der Oberfläche je nach Krustenstruktur und dem Vorhandensein von isolierenden Sedimenten unterschiedliche Ursachen haben kann, wie in den Strukturprofilen und den zugehörigen Isothermen zu sehen ist. Die Wärmestromspitzen entsprechen lokalen Salzstrukturen (modifiziert nach SCHECK-WENDEROTH et al.2014; SCHECK-WENDEROTH & MAYSTRENKO 2013)

(4) stationäre bzw. instationäre Systeme zu analysieren, wobei letztere aus Prozessen auf geologischen Zeitskalen wie Rifting oder Eiszeiten (z. B. FRICK et al. 2022) und menschlichen Zeitskalen wie der geothermischen Nutzung resultieren können.

Literatur:

- AHLERS, S., HENK, A., HERGERT, T., REITER, K., MÜLLER, B., RÖCKEL, L., HEIDBACH, O., MORAWIETZ, S., SCHECK-WENDEROTH, M. & D. ANIKIEV, D. (2021): 3D crustal stress state of Germany according to a data-calibrated geomechanical model. – *Solid Earth* **12**, 8, S. 1777–1799, <https://doi.org/10.5194/se-12-1777-2021>
- ANIKIEV, D., GÖTZE, H.-J., PLONKA, C., SCHECK-WENDEROTH, M. & S. SCHMIDT (2023): IGMAS+: Interactive Gravity and Magnetic Application System, <https://doi.org/10.5880/GFZ.4.5.IGMAS>
- ANIKIEV, D., LECHER, A., GOMEZ DACAL, M. L., BOTT [SIPPEL], J., CACACE, M. & M. SCHECK-WENDEROTH (2019a): A three-dimensional lithospheric-scale thermal model of Germany. – *Advances in Geosciences* **49**, S. 225–234, <https://doi.org/10.5194/adgeo-49-225-2019>
- ANIKIEV, D., LECHER, A., GOMEZ DACAL, M. L., BOTT [SIPPEL], J., CACACE, M. & M. SCHECK-WENDEROTH (2019b): 3-D-Deutschland (3-D-D): a three-dimensional lithospheric-scale thermal model of Germany. – *GFZ Data Services*, <https://doi.org/10.5880/GFZ.4.5.2019.005>
- ANIKIEV, D., GÖTZE, H.-J., PLONKA, C., SCHECK-WENDEROTH, M. & S. SCHMIDT (2023): IGMAS+: Interactive Gravity and Magnetic Application System, <https://doi.org/10.5880/GFZ.4.5.IGMAS>
- CACACE, M. & A. B. JACQUEY (2017): Flexible parallel implicit modelling of coupled thermal–hydraulic–mechanical processes in fractured rocks. – *Solid Earth* **8**, S. 921–941, <https://doi.org/10.5194/se-8-921-2017>
- CACACE, M., HOFMANN, H. & S. SHAPIRO (2021): Projecting seismicity induced by complex alterations of underground stresses with applications to geothermal systems. – *Scientific Reports* **11**, 23560, <https://doi.org/10.1038/s41598-021-02857-0>
- FRICK, M., SCHECK-WENDEROTH, M., SIPPEL, J. & M. CACACE (2015): Sensitivity of a 3D Geothermal Model of Berlin with Respect to Upper Boundary Conditions. – *Energy Procedia* **76**, S. 291–300, <https://doi.org/10.1016/j.egypro.2015.07.864>
- FRICK, M., CACACE, M., KLEMMANN, V., TARASOV, L. & M. SCHECK-WENDEROTH (2022): Hydrogeologic and Thermal Effects of Glaciations on the Intracontinental Basins in Central and Northern Europe. – *Frontiers in Water* **4**, 818469, <https://doi.org/10.3389/frwa.2022.818469>
- HIRSCHMANN, M. M. (2000): Mantle solidus: Experimental constraints and the effects of peridotite composition. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **1**, 10, 1042, <https://doi.org/10.1029/2000GC000070>
- HUTKA, G., CACACE, M., HOFMANN, H., ZANG, A., WANG, L. & Y. JI (2023): Numerical investigation of the effect of fluid pressurization rate on laboratory-scale injection-induced fault slip. – *Scientific Reports* **13**, 4437, <https://doi.org/10.1038/s41598-023-30866-8>
- JACQUEY, A. B. & M. CACACE (2017): GOLEM, a MOOSE-based application v1.0, <https://doi.org/10.5281/zenodo.999400>
- JACQUEY, A. B., URPI, L., CACACE, M., BLÖCHER, G., ZIMMERMANN, G. & M. SCHECK-WENDEROTH (2018): Far field poroelastic response of geothermal reservoirs to hydraulic stimulation treatment: Theory and application at the Groß Schönebeck geothermal research facility. – *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **110**, S. 316–327, <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2018.08.012>
- KRZYWIEC, P. (2006a): Triassic–Jurassic evolution of the Pomeranian segment of the Mid-Polish Trough – basement tectonics and subsidence patterns. – *Geological Quarterly* **50**, S. 139–150
- KRZYWIEC, P. (2006b): Structural inversion of the Pomeranian and Kuiavian segments of the Mid-Polish Trough – lateral variations in timing and structural style. – *Geological Quarterly* **50**, S. 151–168
- MAYSTRENKO, Y., BAYER, U. & M. SCHECK-WENDEROTH (2010): Structure and evolution of the Central European Basin System according to 3D modeling. – *DGMK research report*, 577-2/2-1, 90 pp.
- MAYSTRENKO, Y. P., BAYER, U. & M. SCHECK-WENDEROTH (2013): Salt as a 3D element in structural modeling - Example from the Central European Basin System. – *Tectonophysics* **591**, S. 62–82, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.030>
- MAYSTRENKO Y. P & M. SCHECK-WENDEROTH (2013): 3D lithosphere-scale density model of the Central European Basin System and adjacent areas. – *Tectonophysics* **591**, S. 62–82, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.04.023>
- MAZUR, S., SCHECK-WENDEROTH, M. & P. KRZYWIEC (2005): Different modes of the Late Cretaceous – Early Cenozoic inversion in the North German and Polish basins. – *International Journal of Earth Sciences* **94**, S. 782–798

- NOACK, V., SCHECK-WENDEROTH, M. & M. CACACE (2012): Sensitivity of 3D thermal models to the choice of boundary conditions and thermal properties: a case study for the area of Brandenburg (NE German Basin). – *Environmental Earth Sciences* **67**, 6, S. 1695–1711, <https://doi.org/10.1007/s12665-012-1614-2>
- NOACK, V., SCHECK-WENDEROTH, M., CACACE, M. & M. SCHNEIDER (2013): Influence of fluid flow on the regional thermal field: results from 3D numerical modelling for the area of Brandenburg (North German Basin). – *Environmental Earth Sciences* **70**, 8, S. 3523–3544, <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2438-4>
- PHARAO, T. (1999): Palaeozoic terranes and their lithosphere boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. – *Tectonophysics* **314**, S. 17–41
- SCHECK-WENDEROTH, M., KRZYWIEC, P., ZÜHLKE, R., MAYSTRENKO, Y. & N. FROITZHEIM (2008a): Permian to Cretaceous tectonics of Central Europe. – In: McCann, T. (Ed.): *The Geology of Central Europe, Vol. 2, Mesozoic and Cenozoic*. – Geological Society Publishing House, S. 999–1030
- SCHECK-WENDEROTH, M., MAYSTRENKO, Y., HÜBSCHER, C., HANSEN, M. & S. MAZUR (2008b): Dynamics of salt basins. – In: LITTKKE, R., BAYER, U., GAJEWSKI, D. & S. NELSKAMP (Eds.): *Dynamics of complex intracontinental basins: The Central European Basin System*. – S. 307–322 (Springer)
- SCHECK-WENDEROTH, M. & Y. P. MAYSTRENKO (2013): Deep control on shallow heat in sedimentary basins. – *Energy Procedia* **40**, S. 226–275, <https://doi.org/10.1016/j.egypro.2013.08.031>
- SCHECK-WENDEROTH, M., CACACE, M., MAYSTRENKO, Y., CHERUBINI, Y., NOACK, V., KAISER, B.-O., SIPPEL, J. & B. LEWERENZ (2014): Models of heat transport in in the Central European Basin System: effective mechanisms at different scales. – *Marine and Petroleum Geology* **55**, S. 315–331, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.03.009>
- SIPPEL, J., FUCHS, S., CACACE, M., KASTNER, O., HUENGES, E. & M. SCHECK-WENDEROTH (2013): Deep 3D thermal modelling for the city of Berlin (Germany). – *Environmental Earth Sciences* **70**, 8, S. 3545–3566, <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2679-2>
- TSYPIN, M., CACACE, M., GUSE, B., GÜNTER, A. & M. SCHECK-WENDEROTH (2024): Modeling the influence of climate on groundwater flow and heat regime in Brandenburg (Germany). – *Front. Water* **6**, 1353394

Anschrift der Autorin:

Magdalena Scheck-Wenderoth
 GFZ Helmholtz-Zentrum Potsdam,
 Deutsches GeoForschungsZentrum
 Telegrafenberg
 14473 Potsdam

RWTH Aachen University
 Fakultät für Georessourcen
 und Materialtechnik
 Intzestr. 1
 52056 Aachen