



BayCrust20 – ein neues Modell der Krusten-Mantelgrenze unter Bayern



geologie



BayCrust20 – ein neues Modell der Krusten-Mantelgrenze unter Bayern

Bearbeiter:
Dr. Erwin Geiß

29 Seiten, 9 Abbildungen, 1 Tabelle, Augsburg 2022

UmweltSpezial
Geologica Bavarica 124

Impressum

BayCrust20 – ein neues Modell der Krusten-Mantelgrenze unter Bayern

Herausgeber:

Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU)

Bürgermeister-Ulrich-Straße 160

86179 Augsburg

Tel.: 0821 9071-0

E-Mail: poststelle@lfu.bayern.de

Internet: www.lfu.bayern.de/

Konzept/Text:

LfU, Dr. Erwin Geiß

Redaktion:

LfU

Bildnachweis:

LfU

Titelbild:

Darstellung der Moho-Diskontinuität unter Bayern

Stand:

März 2022

Diese Publikation wird kostenlos im Rahmen der Öffentlichkeitsarbeit der Bayerischen Staatsregierung herausgegeben. Jede entgeltliche Weitergabe ist untersagt. Sie darf weder von den Parteien noch von Wahlwerbenden oder Wahlhelfern im Zeitraum von fünf Monaten vor einer Wahl zum Zweck der Wahlwerbung verwendet werden. Dies gilt für Landtags-, Bundestags-, Kommunal- und Europawahlen. Missbräuchlich ist während dieser Zeit insbesondere die Verteilung auf Wahlveranstaltungen, an Informationsständen der Parteien sowie das Einlegen, Aufdrucken und Aufkleben parteipolitischer Informationen oder Werbemittel. Untersagt ist gleichfalls die Weitergabe an Dritte zum Zweck der Wahlwerbung. Auch ohne zeitlichen Bezug zu einer bevorstehenden Wahl darf die Publikation nicht in einer Weise verwendet werden, die als Parteinahme der Staatsregierung zugunsten einzelner politischer Gruppen verstanden werden könnte. Den Parteien ist es gestattet, die Publikation zur Unterrichtung ihrer eigenen Mitglieder zu verwenden.

Das Werk ist urheberrechtlich geschützt. Alle Rechte sind vorbehalten. Die publizistische Verwertung der Veröffentlichung – auch von Teilen – wird jedoch ausdrücklich begrüßt. Bitte nehmen Sie Kontakt mit dem Herausgeber auf, der Sie – wenn möglich – mit digitalen Daten der Inhalte und bei der Beschaffung der Wiedergaberechte unterstützt.

Diese Publikation wurde mit großer Sorgfalt zusammengestellt. Eine Gewähr für die Richtigkeit und Vollständigkeit kann dennoch nicht übernommen werden. Für die Inhalte fremder Internetangebote sind wir nicht verantwortlich.



BAYERN | DIREKT ist Ihr direkter Draht zur Bayerischen Staatsregierung. Unter Tel. 089 12 22 20 oder per E-Mail unter direkt@bayern.de erhalten Sie Informationsmaterial und Broschüren, Auskunft zu aktuellen Themen und Internetquellen sowie Hinweise zu Behörden, zuständigen Stellen und Ansprechpartnern bei der Bayerischen Staatsregierung.

Inhaltsverzeichnis

	Kurzfassung	5
	Abstract	5
1	Einleitung	6
2	Definition der Moho	7
3	Status	9
3.1	Regionale Modelle	9
3.2	Großräumige Modelle	10
4	Ziel	11
5	Datenquellen	11
6	Angewandte Methodik	12
6.1	Qualitätssicherung	12
6.2	Receiver-Function Daten	12
6.3	Spezialfall Eger-Graben	12
6.4	Erstellen eines Referenzmodelles	13
7	Ergebnis und Qualitätsbetrachtungen	17
8	Ausblick	21
9	Literatur	22
10	Anhang	26
	Beilage: Karte der Krustenmächtigkeit unter Bayern (BayCrust20)	
	1 : 500 000	

Kurzfassung

Schlüsselwörter: Bayern, Geophysik, Moho-Diskontinuität, Krustenstruktur, Seismik

Seit über einem halben Jahrhundert wurden in Bayern zahlreiche seismische Experimente zur Bestimmung der Tiefenlage der Krusten-Mantelgrenze durchgeführt. Hinzu kommen in jüngerer Zeit Daten aus unterschiedlichen passiven seismischen Verfahren. In dieser Arbeit werden die publizierten Daten zur Krustenmächtigkeit in Bayern (einschließlich eines Umgriffs von etwa 100 km) kompiliert. Die Daten wurden georeferenziert und nach einer Qualitätsprüfung interpoliert. Dabei wurde auf möglichst gute Kompatibilität zu publizierten Modellen der Krustenmächtigkeit umliegender Regionen geachtet. Das hiermit vorgelegte Krustenmodell BayCrust20 stellt erstmals einen homogenen Datensatz der Krustenmächtigkeit für Bayern im Raster 5×5 km dar.

Der Datensatz wird Interessenten frei zugänglich gemacht.

Abstract

BayCrust20 – A New Model of the Crust-Mantle-Boundary under Bavaria

Keywords: Bavaria, geophysics, Moho discontinuity, Moho depth, crustal structure, seismics

For over half a century, numerous seismic experiments have been carried out in Bavaria to determine the depth of the crust-mantle boundary. More recently, data from various passive seismic methods have been added to this. In this paper the published data on crustal thickness in Bavaria (including a circumference of about 100 km) are compiled. The data were georeferenced and interpolated after a quality check, in order to ensure the best possible compatibility with published models of the crustal thickness of surrounding regions. The presented crustal model BayCrust20 is the first homogeneous data set of crustal thickness for Bavaria in a 5×5 km grid.

The data set is made freely available to interested parties.

1 Einleitung

In den tiefen Strukturen der Erdkruste spiegeln sich die fundamentalen, großräumigen tektonischen Ereignisse einer Region wider. Für den Bereich von Bayern gibt es viele Einzeluntersuchungen zur Krustenstruktur, allerdings kein aktuelles, homogenes Modell, das den Verlauf der Krusten-Mantelgrenze von den Alpen bis zum Spessart und zur Rhön entsprechend der vorliegenden Datendichte wiedergibt.

Nachdem der kroatische Seismologe Andrija Mohorovičić (1857–1936) bei der Untersuchung der Aufzeichnungen eines Erdbebens vom 8.10.1909 die Existenz einer wichtigen Grenze für seismische Wellen in (nach seiner Berechnung) etwa 50 km Tiefe entdeckt hatte (Mohorovičić, 1910), zeigte sich, dass diese Grenze weltweit auftritt und nach heutiger Definition die Erdkruste vom Erdmantel trennt. Zu Ehren ihres Entdeckers wird sie Mohorovičić-Diskontinuität oder kurz Moho genannt.

Seismische Messungen mit natürlichen oder künstlichen Anregungen sind seither das wichtigste Werkzeug zur Bestimmung der oberflächennahen wie auch der tiefen 3D-Struktur der Erde.

Waren es bis in die achtziger Jahre des letzten Jahrhunderts überwiegend refraktions- und reflexionsseismische Messungen mit künstlichen Anregungen (CSS – Controlled Source Seismology), so spielen seither zunehmend Messungen der natürlichen Seismizität – häufig mit Arrays von Registrierstationen - eine immer größere Rolle (RF – Receiver-Functions). Von zunehmender Bedeutung sind Untersuchungen auf der Basis des natürlichen „Grundrauschens“ an einzelnen Stationen oder Arrays (ANT – Ambient-Noise-Tomography).

Eine möglichst gute Kenntnis der 3D-Struktur des tieferen Untergrundes spielt auch für die genaue Lokalisierung natürlicher oder induzierter Seismizität eine wichtige Rolle.

Zudem ist sie für die Interpretation des regionalen Schwere- und Magnetfeldes erforderlich. Dabei ergibt sich häufig ein iterativer Prozess, der zu einem immer besseren Verständnis der Krustenstruktur führen kann.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, ein möglichst detailliertes, regionales Modell der Krusten-Mantelgrenze für Bayern entsprechend dem aktuellen Wissensstand zusammenzustellen. Es kann damit als „natürliche Untergrenze“ eines geologischen 3D-Modelles für Bayern dienen.

2 Definition der Moho

Bei seismischen Messungen können bestimmte Geschwindigkeits-Diskontinuitäten innerhalb der Erde immer wieder gefunden werden. Die wichtigste ist, wie erwähnt, die Krusten-Mantel Grenze (Mohorovičić-Diskontinuität, Moho). In der Seismologie gibt es für die Moho zwei wichtige Definitionen:

Die gängigere beschreibt die Moho als Untergrenze der Erdkruste – charakterisiert durch den größten Geschwindigkeitsgradienten dv/dZ (mit der zusätzlichen Bedingung, dass die Geschwindigkeit der P-Wellen zwischen 7,5 und 8,5 km/s liegt).

Der Begriff „mathematische Moho“ hingegen bezeichnet die Tiefe, bei der die P-Welle die Geschwindigkeit 8 km/s erreicht. Der deutliche Sprung in den seismischen Geschwindigkeiten bedeutet in jedem Fall eine deutliche Änderung der elastischen Parameter, die wiederum (zumeist) ihre Ursache in einer signifikanten Änderung der Zusammensetzung der Gesteine hat.

Weitere wichtige seismische Krusten-Diskontinuitäten sind die Conrad-Diskontinuität (Grenze zwischen Ober- und Unterkruste in einer Tiefenlage zwischen 10 und 20 km und einem Geschwindigkeitsanstieg der P-Wellen von 5,6 auf 6,5 km/s) sowie die Grenze zwischen kristallinem Grundgebirge und der Sedimentüberdeckung.

Der Sprung der seismischen Geschwindigkeit ist nach allgemeiner Ansicht in der Regel verursacht durch die grundsätzlich unterschiedliche Zusammensetzung von Kruste und Mantel. Petrologisch nimmt man unterhalb der Moho Peridotit als Hauptgestein an, während die Erdkruste pauschal als „granitisch“ charakterisiert werden kann. Damit ist diese Grenze auch ein Bereich großer Dichteunterschiede und ein Relief in der Moho sollte sich auch deutlich in dem an der Erdoberfläche gemessenen Schwerfeld zeigen. Man sollte jedoch im Sinn behalten, dass gerade im Zuge der Gebirgsbildung Krustenmaterial in Tiefen von 55 bis 75 km eklogitisiert werden kann und damit die Dichte und P-Wellen-Geschwindigkeit von Mantelmaterial annimmt. Nicht immer müssen daher seismologische und petrologische Moho übereinstimmen (Ziegler & Dezies, 2006).

In dem uns hier interessierenden Bereich variiert die Tiefenlage der Moho von über 55 km unter dem Alpenhauptkamm bis etwa 24 km unter den jungen tertiären Gräben.

Die erzielbare Genauigkeit in der Bestimmung der Tiefenlage der Moho ist abhängig vom verwendeten Verfahren, aber auch der jeweiligen individuellen Datenqualität eines Experimentes. Sie liegt für moderne Reflexions- und Refraktionsprofile im Bereich von ± 2 km (Grad et al., 2009b).

Eine wichtige Ergänzung zu den refraktions- und reflexionsseismischen Daten stellen Untersuchungen mit natürlichen Anregungen wie Receiver-Functions und Ambient-Noise Daten dar. Dabei ist die Qualität der Einzelpunkte jedoch recht unterschiedlich (abhängig von Aufstellungsdauer, Referenzmodellen, etc.). Für Untersuchungen mit Receiver-Functions wird eine Genauigkeit von im Mittel 3,75 km angegeben (Bianchi et al., 2015).

Konsistenz der verschiedenen Verfahren:

Bianchi et al. (2015) vergleichen ausführlich die Ergebnisse ihrer Untersuchungen mit Receiver-Functions und den Ergebnissen von Grad et al. (2009b). Für den Bereich der Böhmisches Masse und der Molasse finden sie Unterschiede von etwa 1 bis 4 km.

Eine entsprechende Analyse von Knapmeyer-Endrun et al. (2014), die ihre Receiver-Function-Analyse ebenfalls mit Grad et al. (2009b) vergleichen, ergibt eine gute Übereinstimmung. Größere Unterschiede werden teilweise mit der höheren räumlichen Auflösung der RF-Daten (bzw. der stärkeren Glättung durch Grad et al., 2009b) begründet. Für das gesamte von Knapmeyer-Endrun et al. (2014)

bearbeitete Gebiet (das sich deutlich weiter als unser Untersuchungsgebiet nach Osten erstreckt) ergeben sich für P-Wellen-basierte RF-Moho-Werte ein Unterschied zu Grad et al. (2009b) von $0,91 \pm 3,39$ km, für S-Wellen-basierte RF-Werte ergeben sich Abweichungen von $2,00 \pm 3,73$ km. Dabei liefern die RF-Untersuchungen in Bereichen mit flacher Moho (weniger als 30–35 km) tendenziell flachere Werte, in Bereichen mit tiefliegender Moho (40–45 km, jeweils nach Grad et al., 2009b) tiefere Werte.

Bei Ambient-Noise-Verfahren werden teilweise statistische Kriterien zur Bestimmung der Moho verwendet (Maximum der Wahrscheinlichkeit einer Grenze in einem bestimmten Teufenintervall; Becker & Knapmeyer-Endrun, 2018).

Unabhängig von methodischen Fragen gibt es vereinzelt auch unterschiedliche Interpretationen, welche der bei einem Experiment detektierten Grenzen als Moho zu interpretieren ist. Dies gilt vor allem für Gebiete mit intensiver tektonischer Vorgeschichte.

In unserem Untersuchungsgebiet ist dies neben den Alpen vor allem das sogenannte Eger-Rift. Hier gibt es einerseits die Modellvorstellung eines „Crustal updoming“. Danach liegt die Moho in einer lokalen Hochlage (28 km) und wird von einem Mantel mit relativ geringer Dichte unterlagert (Mullick et al., 2015). Dem gegenüber steht andererseits das Modell eines „Magmatic crustal underplating“, nach dem die Moho tief liegt (über 35 km). Die untere Kruste besteht demnach im basalen Bereich aus relativ dichtem Material (Hrubcova et al., 2017). Beide Vorstellungen stützen sich dabei im Wesentlichen auf die gleichen Daten.

3 Status

Die Tiefenstruktur der Alpen und ihres Vorlandes ist seit langem Gegenstand intensiver geophysikalischer Untersuchungen. Für den Bereich der Bayerischen Alpen und die daran anschließenden nördlichen und südlichen Bereiche seien exemplarisch die Untersuchungen von Prodehl (1965), Angenheister et al. (1972) und der TRANSALP-Working Group (Lüschen et al., 2006) erwähnt.

3.1 Regionale Modelle

Aus den Einzeluntersuchungen wurden in der Vergangenheit immer wieder regionale Übersichtsmodelle zusammengestellt, die den jeweils aktuellen Kenntnisstand widerspiegeln. Abb. 1 zeigt die Entwicklung der Moho-Modelle für Bayern beginnend mit dem ältesten Modell von Liebscher (1963).

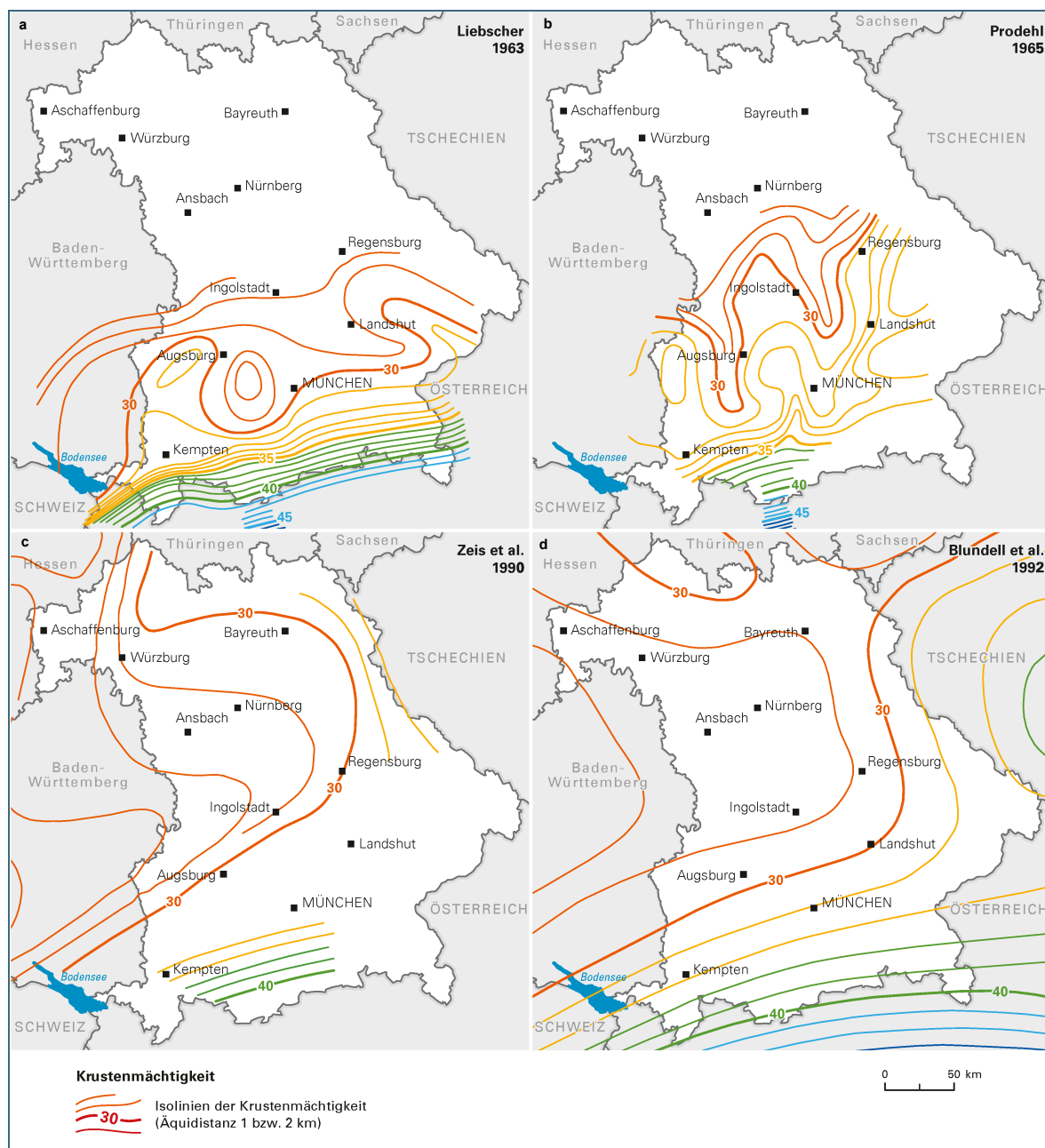


Abb. 1: Modelle der Krustenmächtigkeit für Bayern (umgezeichnet): a. nach Liebscher (1963); b. Prodehl (1965); c. Zeis et al. (1990); d. Blundell et al. (1992).

Für das Gebiet von Nord-Italien und der Schweiz (mit Umgriff) wurde von Spada et al. (2013) eine umfassende Kompilation der Krustenmächtigkeit in hoher Auflösung zusammengestellt und publiziert. Dabei verwenden die Autoren sowohl Daten aus CSS-Experimenten als auch aus natürlicher Seismizität (Receiver-Functions). Dieser Datensatz mit einer Rasterweite von 5×5 km reicht im Osten fast bis München, im Süden werden die Nord- und Zentralalpen abgedeckt. Für den Bereich der Ostalpen und Österreichs, etwa ab Salzburg (östlich des 13. Längengrades) liegt eine detaillierte Bearbeitung von Behm et al. (2007b) vor. Diese stützt sich auf die Auswertung zahlreicher neuerer CSS-Experimente im Rahmen der Kampagnen CELEBRATION und ALP2002 (z.B. Hrubcova et al., 2008; Malinowski et al., 2008).

Für weite Bereiche der westlichen böhmischen Masse wurde von Heuer (2006) ein regionales Moho-Modell aus der Analyse von Beobachtungen mit Receiver-Functions abgeleitet.

3.2 Großräumige Modelle

Großräumige Krustenmodelle für Mittel- oder sogar ganz Europa wurden kompiliert u. a. von Morelli et al. (1968), Giese (1976), Geiss (1987), Mostaanpour (1984), Blundell et al. (1992), Ziegler & Dezes (2006).

Solche Modelle können für unsere Untersuchungen insbesondere als „Rahmen“ nützlich sein, mit deren Hilfe Interpolationsartefakte an den Modellrändern abgefangen werden können. Für die hier vorgelegte Studie wurde das Modell EuCRUST-07 (Tesauro et al., 2008) als Referenz verwendet. Dieses Modell repräsentiert die Krustenstruktur Europas in einem Raster von $15' \times 15'$.

EuCrust-07 basiert zu einem großen Teil auf bereits vorher existierenden regionalen Zusammenstellungen sowie einigen neueren reflexions- und refraktionsseismischen Profilen, die mit einer Standard-Kriging-Methode interpoliert wurden. Der Datensatz liegt online digital vor (<https://doi.org/10.1029/2007GL032244>; Download-Link in der Online-Publikation). Die Rasterweite dieses Modells beträgt in unserem Gebiet etwa 28×18 km. Damit sind allerdings Strukturen mit einer lateralen Ausdehnung unter 60 bis 100 km (wie beispielsweise der Egergraben) kaum aufzulösen. Zudem werden aufgrund der relativ großen Stützpunktabstände steile Tiefengradienten, wie etwa am Alpenrand, abgeflacht.

Eine vergleichbare Kompilation mit ähnlicher Auflösung wurde von Grad et al. (2009b) vorgelegt. Allerdings sind in diese Arbeit auch Ergebnisse aus gravimetrischen Untersuchungen eingeflossen. Da hier zunächst ein „gravimetrie-freies“ Modell angestrebt wird (um in einem späteren Schritt explizit einen Vergleich mit gravimetrischen Messungen durchführen zu können), wurde das Modell von Tesauro et al. (2008) bevorzugt.

Beide Modelle sind numerisch relativ stark geglättet, um entsprechend der großräumigen Betrachtungsweise Gebiete ohne Stützpunkte oder mit geringer Stützpunktdichte gut überbrücken zu können.

Die in vielen Bereichen Bayerns recht gute Datendichte lässt eine Verbesserung der existierenden Modelle möglich und sinnvoll erscheinen. Hinzu kommt, wie erwähnt, eine Reihe neuerer Untersuchungen (insbesondere passive seismische Verfahren), die ebenfalls in ein aktuelles, hochauflösendes Modell integriert werden könnten.

4 Ziel

Angestrebt wird ein aktuelles, digitales Modell der Tiefenlage der Krusten-Mantel-Grenze (Moho) unter Bayern. Aufgrund der vorliegenden Daten erscheint es möglich, eine Auflösung mit einem Raster von 5 x 5 km anzustreben. Selbstverständlich wird eine entsprechende Datendichte nur in wenigen Räumen (z. B. Eger-Rift) erreicht, während in anderen Bereichen (Mittelfranken, östliche Molasse) größere Räume durch geeignete Interpolationsverfahren überbrückt werden müssen.

Die Daten können dann als zusätzliche Randbedingung in geologische 3D-Modelle einfließen, weitere Anwendungen liegen bei der Entwicklung eines regionalen Geschwindigkeitsmodelles und als Start- und Rahmenmodell für regionale Modellierungen etwa für Geothermie oder des Magnet- und Schwerfeldes. Das Modell sollte zudem fortschreibbar sein, um neue Daten, wie sie etwa im Zuge des AlpArray-Projektes zu erwarten sind, integrieren zu können (vgl. Lu et al.,2018).

5 Datenquellen

Als Datenquellen wurden alle uns bekannten, verfügbaren, publizierten seismischen Untersuchungen zur Tiefenlage der Moho unter Bayern, aber auch in einem erweiterten „Umgriff“ (ca. 150 km) zusammengestellt. Dabei handelt es sich um refraktions- und reflexionsseismische Profile, aber auch um Bestimmungen der Krusten-Mantelgrenze an Einzelstationen mit Hilfe von Receiver-Function- oder Ambient-Noise-Methoden. Lagen zu einem Experiment mehrere Auswertungen vor, so wurde die jeweils jüngste Publikation berücksichtigt.

Insgesamt wurden Daten aus über 30 Einzel-Veröffentlichungen übernommen (siehe Literaturliste).

Die Profile wurden in einem Geographischen Informationssystem (ArcGIS) verortet und manuell digitalisiert. Je nach Genauigkeit der beigegebenen Lagekarten wird die Positionsgenauigkeit mit einigen 100 m bis – im ungünstigsten Fall – 2–3 km abgeschätzt. Insbesondere bei älteren refraktionsseismischen Großprofilen ist der Punktabstand der Seismometer/Geophone ebenfalls einige Kilometer. Die Profile wurden daher in der Regel mit einem Punktabstand von 5–10 km digitalisiert.

Bei Receiver-Function- und Ambient-Noise-Untersuchungen werden i.a. Koordinatenlisten der einzelnen Stationen (Breite, Länge; zwei- oder dreistellig nach Komma) publiziert. Alle Daten wurden in ein einheitliches rechtwinkliges Bezugssystem (Gauss-Krüger, Zone 4) projiziert. Als Höhenbezugsniveau wurde standardmäßig Höhe ü. NN verwendet.

Insgesamt wurden innerhalb des erweiterten Umgriffs 44 Profile mit einer Gesamtlänge von über 10.000 km erfasst.

Für einige Gebiete standen – ausschließlich oder zusätzlich – Isolinienpläne der Mohotiefe zur Verfügung. Diese wurden ebenfalls digitalisiert. Die Isolinienpläne wurden jedoch lediglich außerhalb unseres unmittelbaren Untersuchungsgebietes verwendet, um die Interpolation in ansonsten stützpunktarmer Gebieten zu verbessern (s. u.).

Für das Gebiet der Schweiz, einschließlich eines „Umgriffs“, der im Osten bis ca. München reicht, liegt die bereits erwähnte Bearbeitung von Spada et al. (2013) vor, die als digitales Raster von 5 x 5 km zur Verfügung steht. Dieses Modell wurde größtenteils im Südwesten als Referenz verwendet (s. u.).

6 Angewandte Methodik

6.1 Qualitätssicherung

Zunächst wurden Daten von benachbarten Datenpunkten (z. B. sich kreuzende Profile) auf ihre Konsistenz hin untersucht.

In der Regel ergaben sich dabei gute Übereinstimmungen. So zeigt ein Vergleich der Mohowerte entlang des Refraktionsprofils Eschenlohe-Hilders von Prodehl (1965) und Zeis et al. (1990) Abweichungen von im Mittel lediglich 0,8 km (-1,0 ... +1,5 km). Verwendet wurde Zeis et al. (1990).

Beim Datenvergleich des refraktionsseismischen Profils Kellerwald – Böhmischesbruck zeigte sich allerdings, dass dieses Profil über weite Strecken regelmäßig 4–5 km tiefere Mohowerte angab als die unmittelbar benachbarten, parallel verlaufenden (moderneren) Profile EGT-Nord bzw. DEKORP-3S/MVE (alle Profile aus Heinrichs et al., 1994). Da in diesem Bereich eine recht gute Datendichte an qualitativ hochwertigen Profilen bestand, wurde letztlich auf das Profil Kellerwald – Böhmischesbruck verzichtet.

6.2 Receiver-Function Daten

Eine wichtige Informationsquelle stellen Untersuchungen mit Hilfe von Receiver-Functions dar. Die Qualität dieser Daten ist jedoch im Einzelfall sehr unterschiedlich. Die Daten der verschiedenen Publikationen wurden intensiv gegen benachbarte Daten aus CSS-Profilen bzw. das Referenzmodell getestet, im Einzelfall wurden unplausible Werte gelöscht (17 von 553 Werten).

6.3 Spezialfall Eger-Graben

Heuer (2006) führte umfangreiche Tests und Vergleiche von Ergebnissen mit Receiver-Functions für verschiedene Stationen im Bereich des Eger-Grabens durch. Sie fand auch beim Vergleich der Ergebnisse unterschiedlicher Bearbeiter, dass die Abweichungen in der Regel unter 1 km (maximal 2,5 km) lagen. Das in den RF-Untersuchungen von Heuer (2006) und Geissler (2005) festgestellte „Updoming“ der Moho im Bereich des Eger-Grabens könnte der oberen Grenze der „lower crustal layer“ im Refraktionsprofil CEL09 von Hrubcova et al. (2005) entsprechen.

Auch bei dem Profil Alp01 (Brückl et al., 2008; Behm et al., 2007a) ist in Böhmen eine obere Grenze (stärkster Gradient) oder untere Grenze ($v_p > 8,1$) als Moho-Interpretation möglich. Der Unterschied zwischen beiden beträgt etwa 3 km. In der zitierten Arbeit ist auch eine Isolinienkarte enthalten. Nach dieser Karte verwenden die Autoren offenbar die tiefere Grenze in den Profilen als Moho.

Ein Problem stellt das Reflexions-Profil 9HR (Tomek et al., 1997; Mullick et al., 2015) dar. Hier ist die Krustenmächtigkeit vor allem südöstlich von Marienbad/Tepla mit 38 km deutlich größer (mehr als 5 km) als bei den in der Nähe verlaufenden Refraktionsprofilen und den zahlreichen RF-Daten der Umgebung. Dies führte bei den Testinterpolationen regelmäßig zu einem „Krusten-Canyon“ als Artefakt entlang des Profilverlaufes. Das Profil wurde daher in die finale Auswertung nicht mit einbezogen. Es sei angemerkt, dass das Problem unterschiedlicher Moho-Zuordnungen in diesem Bereich unter anderem in den Arbeiten von Hrubcova & Geissler (2009) und Hrubcova et al. (2017) intensiv diskutiert wird. Letztlich geht es um die Frage, ob ein Bereich hoher Reflektivität der unteren Kruste oder dem oberen Mantel zugesprochen wird. Dies führt dazu, dass in einer Region die RF-Daten häufig geringere Moho-Tiefen ergeben, als die Refraktions- und Reflexionsprofile.

6.4 Erstellen eines Referenzmodelles

Aufgrund der sehr inhomogenen Datenverteilung wurde zunächst ein relativ grobes Startmodell erstellt.

Um die spätere Interpolation zu stabilisieren und einen glatten Übergang zum europäischen Referenzmodell EuCrust-07 (Tesauro et al., 2008) zu gewährleisten, wurde ein Umgriff im Norden, Osten und Westen von jeweils mindestens 150 km um die Grenzen Bayerns gewählt. Im Süden wurde der Umgriff etwas knapper bemessen (ca. 100 km) um Probleme mit der postulierten Moho-Verdoppelung (Brückl et al., 2010) im Bereich der Süd- und Zentralalpen zu vermeiden.

Das Modell von Spada et al. (2013) wurde im Westen lediglich bis zur Europäischen Geotransverse (EGT) verwendet, da sich bei den Datentests (s. u.) zeigte, dass es östlich der EGT deutliche Unterschiede zu den Refraktionsergebnissen in der Bayerischen Molasse aufwies (praktisch durchgehend zu hohe Lage der Moho von ca. 27–28 km gegen ca. 31 km). Im Bereich der Zentralalpen wurden die Spada-Daten nördlich des ALP-75 gelöscht.

Die digitalisierten Isolinien-Pläne wurden zunächst mit Hilfe des GIS auf äquidistante Stützpunktabstände (10 km) umgerechnet und diese anschließend in Punkt-Datensätze konvertiert. Für das Gebiet Bayerns wurde die Karte von Zeis et al. (1990) verwendet (nicht: Miller (1975) bzw. Prodehl (1965)). Für die Gebiete östlich Bayerns wurde auf die Isolinienpläne von Behm et al. (2007b, Österreich) und Heuer (2006, Tschechien) zurückgegriffen. In den von diesen Bearbeitungen nicht erfassten Gebieten (v. a. im Norden) wurde EuCrust-07 als Referenz verwendet.

Die geographische Verteilung der Datensätze ist in Abb. 2 dargestellt.

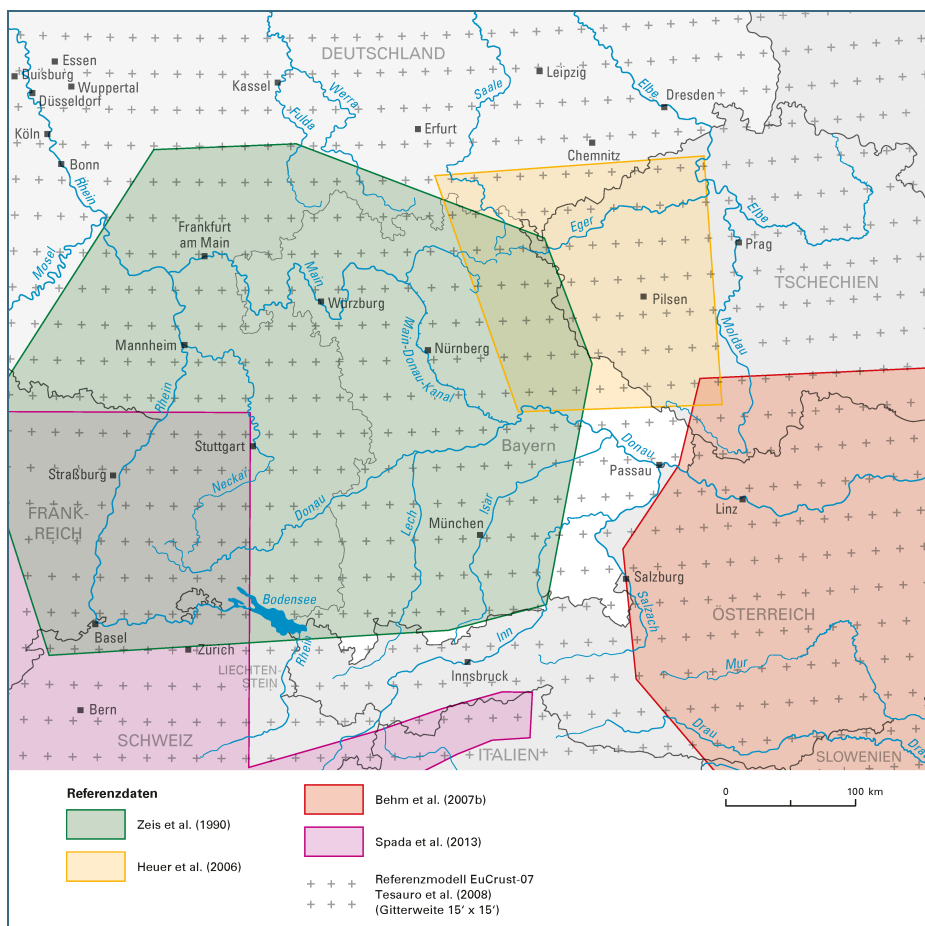


Abb. 2:
Referenzdaten für das
Untersuchungsgebiet.
Weitere Erläuterung im
Text.

1. Versuch: getrennte Interpolation von Außenraum und Zielgebiet

In einem ersten Versuch wurden hierzu diese großräumigen Punktdatensätze mit Hilfe eines Interpolationsverfahrens (Inverse Distance Weighting (IDW) unter Berücksichtigung der jeweils nächstgelegenen 48 Datenpunkte) zu einem überregionalen Startmodell vereinigt. Dem IDW-Verfahren wurde der Vorzug gegeben, da nach Vergleichen mit anderen Interpolationsverfahren (Kriging, Spline-Interpolation) es sich bei der Überbrückung stützpunktfreier Räume als geeigneter erwies und ein insgesamt etwas glatteres Ergebnis lieferte.

Hieraus wurde ein äquidistantes Stützpunktraster mit 10 x 10 km Maschenweite generiert. Schließlich wurden aus diesem Referenzraster alle Punkte innerhalb der bayerischen Landesgrenzen eliminiert, einschließlich eines Umgriffs von ca. 30 km, in der Absicht, diesen Raum im nächsten Schritt durch gemeinsame Interpolation mit den Punktwerten aus den digitalisierten Profilen, sowie den Einzelpunkten (überwiegend aus RF-Analysen) zu füllen. Abb. 3 zeigt die Verteilung dieser Messdaten.

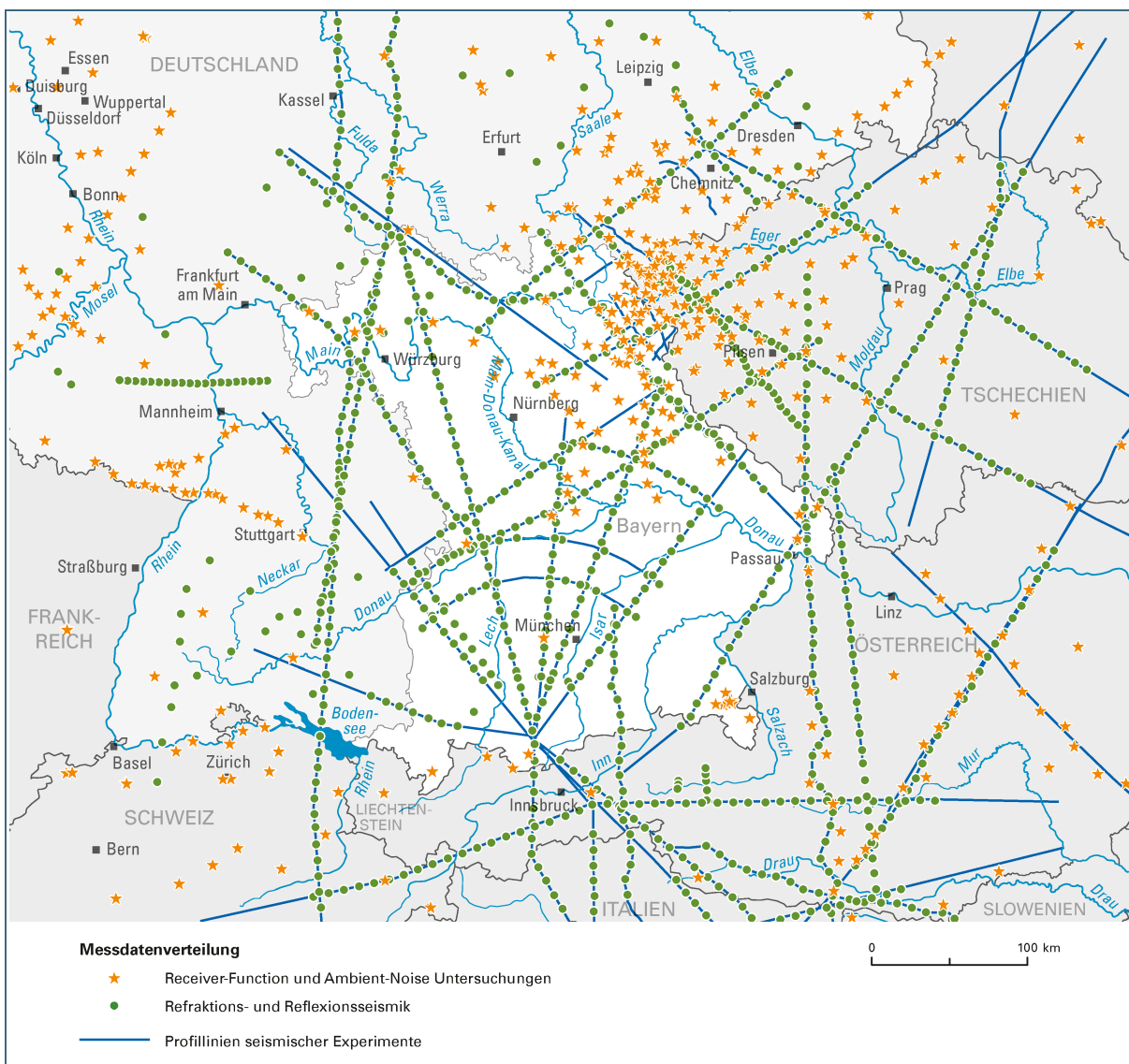


Abb. 3: Messdatenverteilung: CSS- Profile (Linien, Punkte); RF- und ANT-Daten (Sterne). Datenquellen im Literaturverzeichnis jeweils mit [*] gekennzeichnet.

Die anschließende Interpolation zeigte allerdings deutliche Probleme in stützpunktfreien Räumen, insbesondere in der Bayerischen Ostmolasse, wo ein Areal zwischen Bayerischem Wald und Chiemgau von ca. 60 km Breite und 140 km Länge nicht mit Messdaten belegt ist. Hier führte die Interpolation regelmäßig zu einem NO-SW-orientierten „Krustentrog“ in dem die Bereiche mit mächtiger Kruste im ostbayerischen Kristallin mit den entsprechend hohen Krustenmächtigkeiten im Alpentrog verbunden wurden. Daher wurde dieser Ansatz nicht weiterverfolgt.

2. Versuch – „All-in-one-Ansatz“

In einem „All-in-one-Ansatz“ wurden zunächst alle verfügbaren Punktdaten aus Einzelprofilen, seismologischen Daten, Isolinien und Rasterdaten (der Datensatz von Spada et al., 2013) nur wie oben beschrieben) zusammengeführt und gemeinsam auf eine relativ große Maschenweite interpoliert (IDW mit 96 Nachbarwerten, Rasterweite 20 km). Damit konnte ein über das gesamte Gebiet recht glatter Verlauf der interpolierten Fläche auch in stützpunktfreien Räumen erzielt werden. Ausgeprägte Artefakte zeigten sich nur noch am Südrand des Modells, wo im Bereich der steilen Gradienten des Alpentrogs bereits die Ausgangsmodelle von Spada et al. (2013) und EuCrust07 um teilweise mehr als 15 km differieren. Dies ist allerdings für unser eigentliches Interessensgebiet ohne Belang.

Dieses Stützpunktraster wurde nun mit den ursprünglichen Messdaten (Abb. 3) verschnitten und erneut interpoliert. Das Ergebnis zeigte eine gute Repräsentanz der Messwerte bei gleichzeitig zufriedenstellender Überbrückung stützpunktfreier Räume. Lediglich in dem sehr dicht mit Daten belegten Gebieten im Bereich Nordost-Bayern – Egergraben/West-Böhmen erschienen Details zu sehr geglättet.

Um den Informationsgehalt der Daten in diesem gut belegten Gebiet besser auszunutzen, wurde wie folgt vorgegangen:

Als Referenzmodell für dieses Teilgebiet wurde das im vorhergehenden Schritt erzeugte, bayernweite Modell verwendet. Aus diesem wurde – ähnlich wie im vorhergehenden Schritt bei der Erstellung des bayernweiten Modells – ein Ausschnitt von etwa 240 x 280 km extrahiert (Abb. 4). Während im äußeren Bereich (ca. 60 km „Umgriff“) lediglich die berechneten Rasterdaten verwendet wurden (um später wieder eine nahtlose Einpassung in das Rahmenmodell zu ermöglichen), wurden im inneren Bereich (180 x 150 km) die hochauflösenden Originaldaten eingefügt.

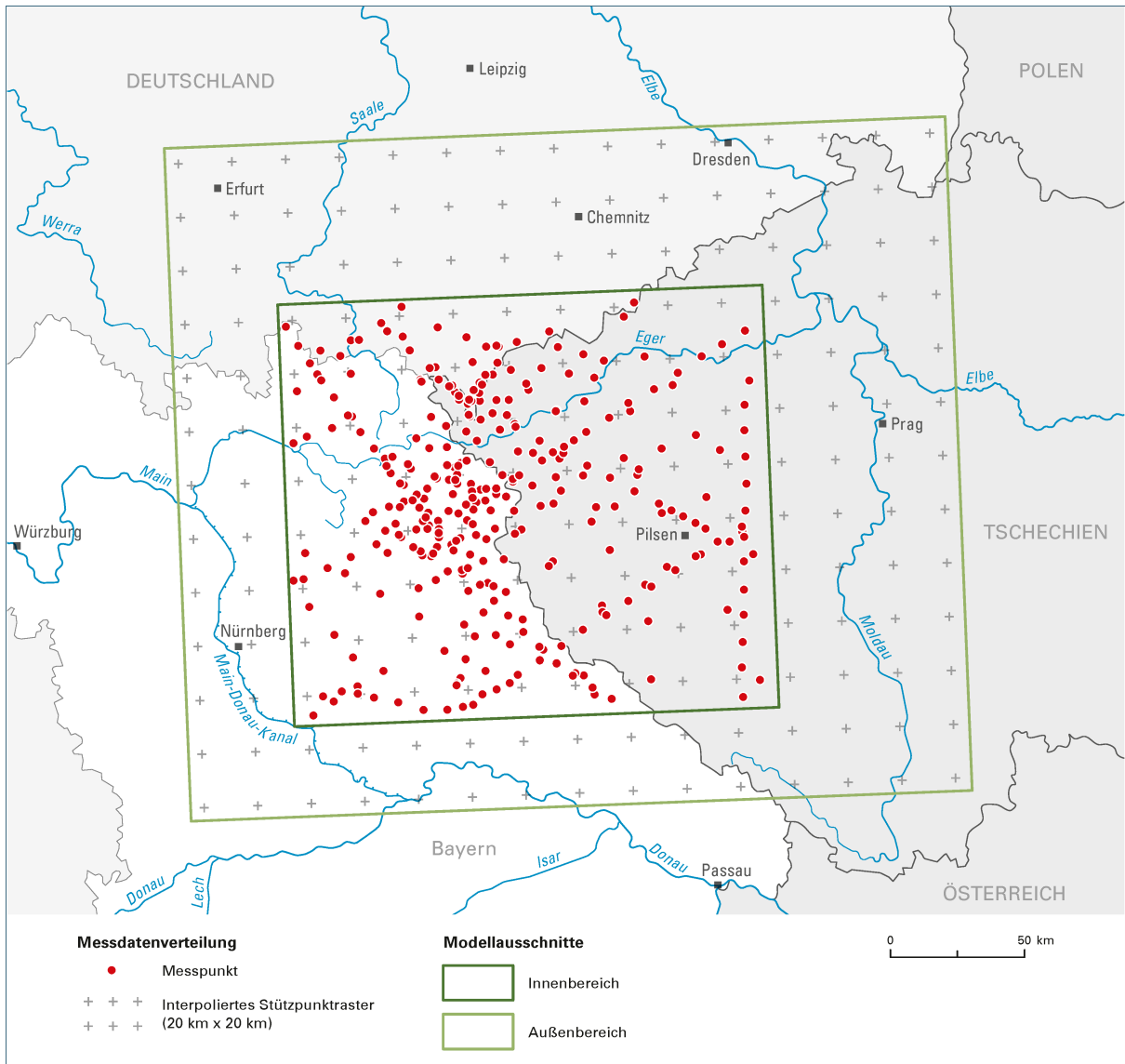


Abb. 4: Datensatz zur Verbesserung der Auflösung im Bereich Nordostbayern/Egergraben/Westböhmen. Weitere Erläuterungen im Text.

Umfangreiche Tests mit unterschiedlichen Interpolationsverfahren und -parametern ergaben, dass in diesem Fall (stark inhomogene Datentypen und Datenverteilung mit hohen Schwankungsbreiten) eine Interpolation mit dem in ArcGIS implementierten Verfahren Local Polynomial Interpolation (LPI) zu den befriedigendsten Ergebnissen führte. Diese Interpolation ergab einerseits eine hinreichend glatte Oberfläche ohne bei steilen Gradienten (bzw. widersprüchlichen Werten unterschiedlicher Datenquellen) zu Überschwingern zu neigen, andererseits wurden kleinräumige Strukturen ausreichend repräsentiert. Mit diesem Verfahren wurde ein Datensatz mit 5 x 5 km Auflösung interpoliert, der anschließend wiederum in das Referenzmodell eingefügt wurde.

7 Ergebnis und Qualitätsbetrachtungen

Das hiermit schließlich erzielte und einheitlich auf 5 x 5 km Stützpunktabstand berechnete finale Modell (BayCrust20) ist in Abb. 5 wiedergegeben. Es stellt ein nach einheitlichen Kriterien erstelltes Modell der Tiefenlage der Krusten-Mantelgrenze unter ganz Bayern dar (einschließlich eines Umgriffes von mindestens 50 km). Gleichzeitig fügt es sich praktisch nahtlos in bestehende Referenzmodelle der Europäischen Kruste ein.

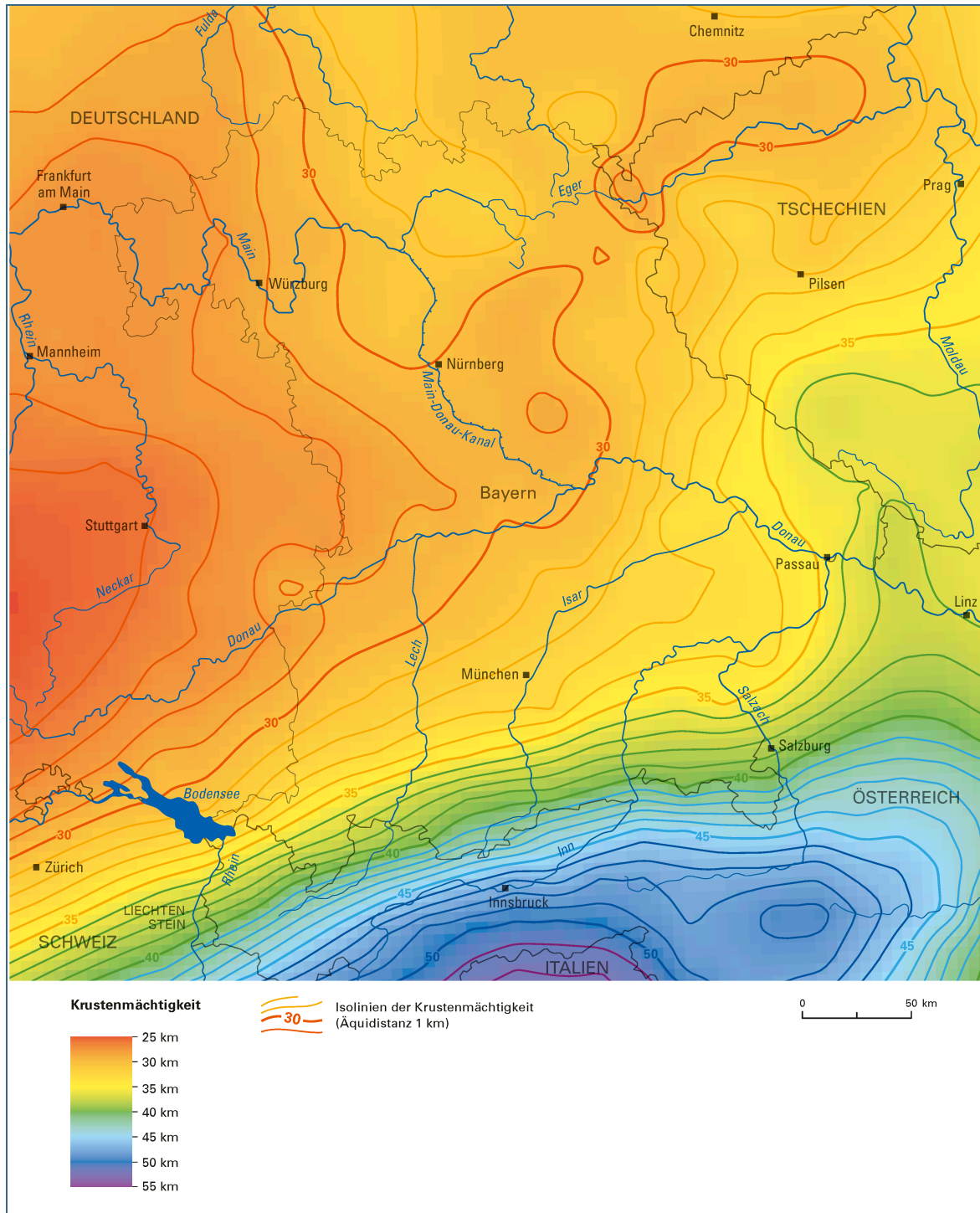


Abb. 5: Interpolierte Karte der Krustenmächtigkeit für Bayern (BayCrust20). Isolinienabstand 1 km. Formale Auflösung des interpolierten Rasters 5 x 5 km.

Tabelle 1 und Abb. 6 zeigen einen Vergleich der interpolierten Daten mit den Ausgangsdaten für den Bereich der Abb. 5.

Tab. 1: Vergleich der interpolierten Werte (BayCrust20) mit den Stützpunktdaten. Berechnet wurde die Differenz zwischen den interpolierten BayCrust20-Werten und den digitalisierten Ausgangswerten der einzelnen Datentypen.

Datenquelle	Mittlere Differenz [km]	Sigma [km]	Minimum [km]	Maximum [km]	Anzahl Einzelwerte
Refraktionsseismik	0,11	1,71	-5,0	8,41	609
Reflexionsseismik	0,11	1,18	-3,75	2,30	122
Receiver-Function & ANT	0,46	1,69	-9,32	5,6	338
Alle Daten	0,10	1,67	-9,32	8,41	969

Die Differenz zwischen interpolierten Daten und Ausgangsdaten beträgt somit im Mittel 0,1 km \pm 1,67 km. Sie ist damit formal geringer als die Genauigkeit der individuellen Messungen (s. o.)

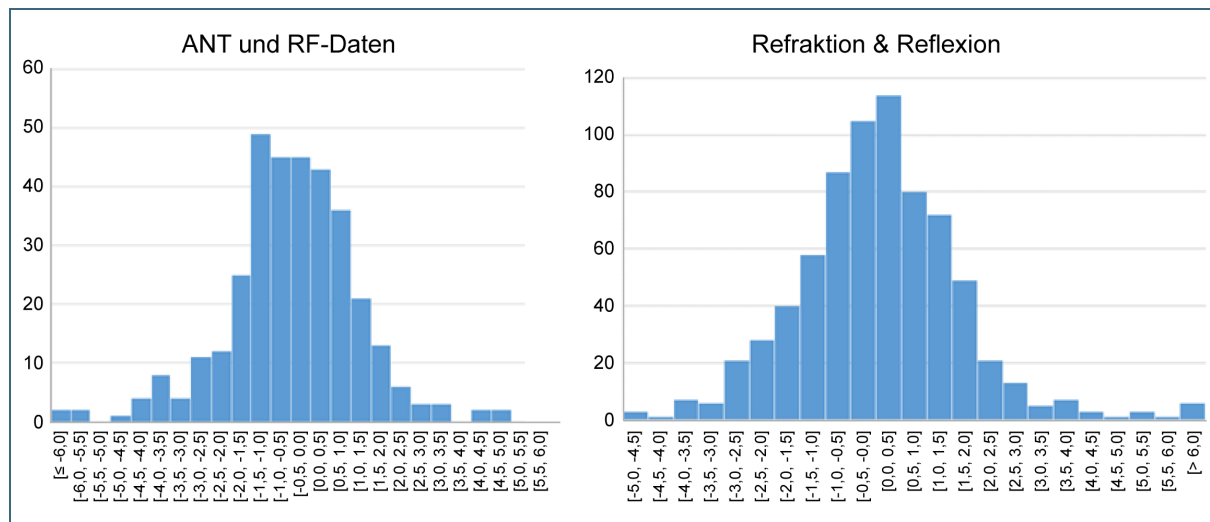


Abb. 6: Häufigkeitsverteilung der Abweichungen der Messdaten (in Kilometer) von den interpolierten Raster-Werten für das Gebiet der Abbildung 5.

Es treten allerdings auch größere Abweichungen von bis zu 9,3 km auf. Eine regionale Untersuchung zeigt, dass sich die größten Differenzen auf drei Gebiete konzentrieren (vgl. Abb. 7):

Am Südostrand des Modelles im Bereich der Ostalpen, am Eger-Graben und in einem Gebiet nordöstlich von Ulm.

Die mit Abstand größten Abweichungen (-9,3 bzw. +8,4 km gegenüber dem interpolierten Modell) treten im Bereich der Ostalpen außerhalb Bayerns auf. Hier sind offensichtlich Daten aus Receiver-Function-Untersuchungen und Ergebnisse aus refraktionsseismischen Experimenten zueinander im Widerspruch. Während der RF-Wert von Bianchi et al. (2015) eine Mohotiefe von 34 km angibt, liegt das Refraktionsprofil Boubin-S (Strößenreuther, 1982) in nur 14 km lateraler Entfernung bei 50 km Mohotiefe.

Das zwischen beiden Datensätzen verlaufende Profil Alp04 (Grad et al., 2009a) liegt bei 42 km. Die interpolierten Werte unseres Modells ergeben in dem Bereich ein Absinken von 40,5 auf 42,5 km. Ob die Differenzen in den Ausgangsdaten in methodischen Unterschieden liegen, oder unser Modell hier einen kleinräumigen steilen Gradienten nicht hinreichend genau abbildet, müssen weitere Feldmessungen zeigen. Erwartungsgemäß ist unser Modell hier in guter Übereinstimmung mit Behm et al. (2007b), da deren Daten in das Referenzmodell miteingeflossen sind.

Ähnlich liegen die Verhältnisse im Bereich der großen Abweichungen in der Umgebung des Eger-Grabens: Die maximalen Differenzen zu unserem Modell betragen hier $-5,7$ bzw. $+6,3$ km. Während das Refraktionsprofil CELEBRATION-09 (Hrubcova & Sroda, 2015) eine Mohotiefe von 35 km angibt, liegen die unmittelbar benachbarten RF-Stationen vereinzelt bei nur 23 bzw. 25 km, während die überwiegende Zahl der – in diesem Bereich zahlreich vorhandenen – RF-Ergebnisse bei 28–31 km liegt (Heuer, 2006).

Im dritten Gebiet mit größeren Abweichungen (nordöstlich von Ulm) liegen relativ viele, sich kreuzende refraktionsseismische Profile vor. Dabei liegen die Werte des Profils E5-II (Prodehl, 1965) systematisch etwa 3–5 km tiefer als die kreuzenden bzw. benachbarten Profile des gleichen Autors, aber auch zu den in der Nähe verlaufenden Profilen der EGT (Ye et al., 1994) und DEKORP-2S (Behr & Heinrichs, 1987).

Mit BayCrust20 steht erstmals ein flächendeckender digitaler Datensatz der Tiefenlage der Krusten-Mantel-Grenze unter Bayern (einschließlich eines Umgriffs von ca. 50 km) in hoher Auflösung zur Verfügung. Er verbindet einerseits die bisherigen Datensätze im Südwesten und Südosten Bayerns und erlaubt andererseits auch eine integrierte Betrachtung der Krustenstruktur zwischen den Alpen und der Rhön. Ein Vergleich mit dem Europäischen Referenzmodell EuCrust-07 (Tesauro et al., 2008) zeigt den erheblichen Zugewinn an Detailschärfe (Abb. 8). Neben der bekannten Zunahme der Tiefenlage der Moho in Richtung Alpenkörper zeigt die Karte ein Band relativ geringer Krustenmächtigkeit das sich zwischen den tektonisch aktiven Bereichen des Eger-Grabens über Mittelfranken und die Schwäbische Alb zum Oberrheingraben erstreckt. Auch der Nordwesten Bayerns (Spessart/Vogelsberg/Rhön) ist durch eine eher reduzierte Krustenmächtigkeit charakterisiert. Interessanterweise findet sich auch in den großräumigen und lokal weniger hochaufgelösten Untersuchungen von Lu et al. (2018) eine Zone mit einer Hochlage der Moho, die sich etwa vom Ries in Richtung Spessart/Vogelsberg erstreckt. Auch die Berechnungen von Gabriel et al. (2012) ergaben für diesen Bereich ebenfalls eine Hochlage der Quellen des regionalen Magnetfeldes.

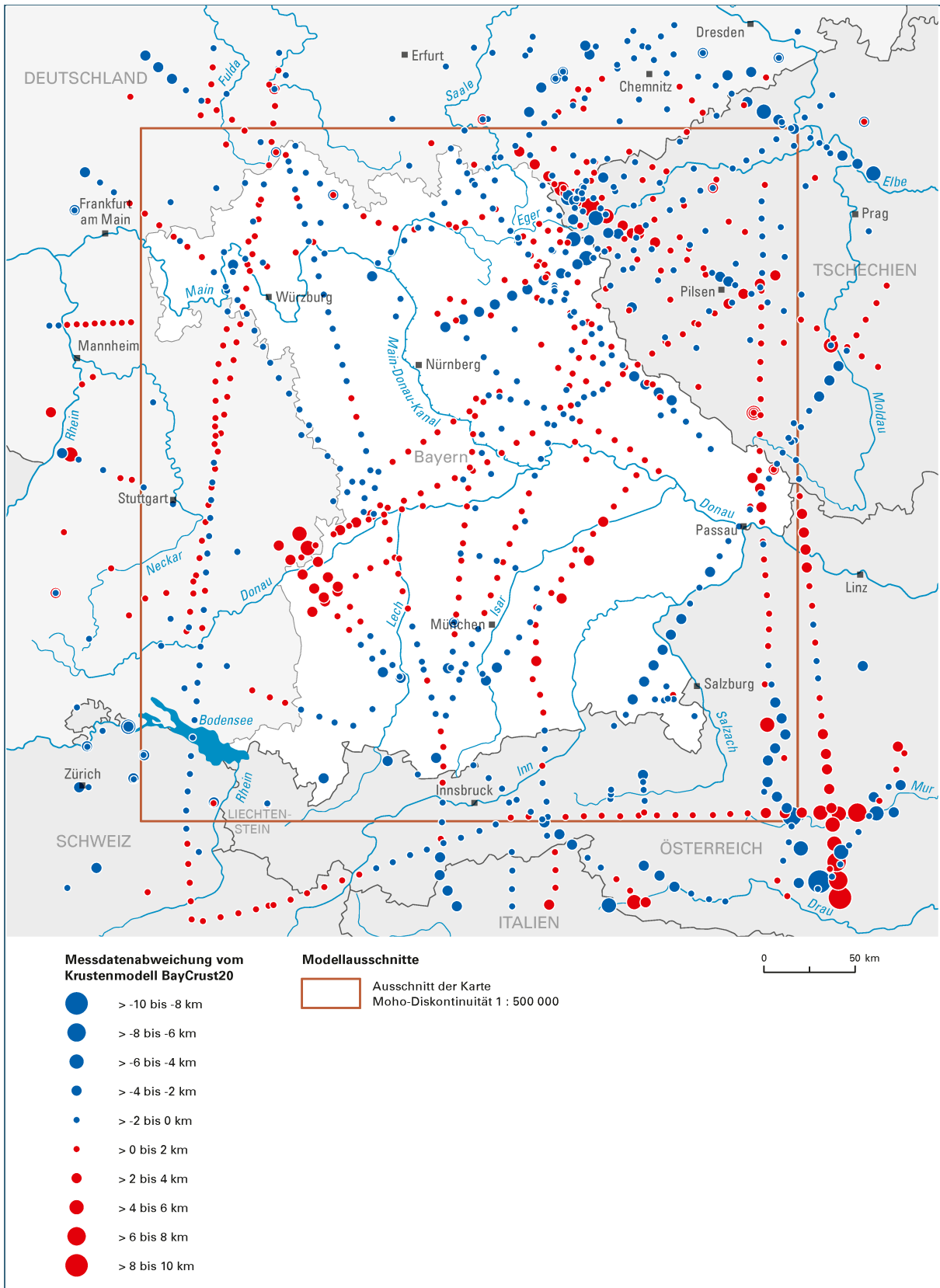


Abb. 7: Abweichung der Messdaten gegen das interpolierte Krustenmodell BayCrust20.

8 Ausblick

Der Datensatz von BayCrust20 soll eine Grundlage für weitergehende Modellierungen bilden. In einem nächsten Schritt soll er daher mit anderen flächenhaft vorliegenden Daten (v. a. Bouguer-schwere, Magnetik, Tektonik, Wärmefluss) verglichen werden. Insbesondere können die Daten dazu dienen, großräumige Trends zu erkennen und aus anderen Datensätzen zu reduzieren, um auf diese Weise lokale Störungen besser identifizieren zu können. Im Gegenzug kann aber auch das Moho-Modell durch Einbeziehung weiterer Informationsquellen in Regionen mit geringer Datendichte verbessert werden. Auch an eine Erweiterung des Datensatzes um seismische Geschwindigkeiten oder weitere intrakrustale Grenzen ist zu denken. Bei Vorliegen neuerer Informationen zum Verlauf der Moho (z. B. aus dem AlpArray-Projekt) ist der Datensatz zudem relativ einfach fortzuschreiben und zu aktualisieren.

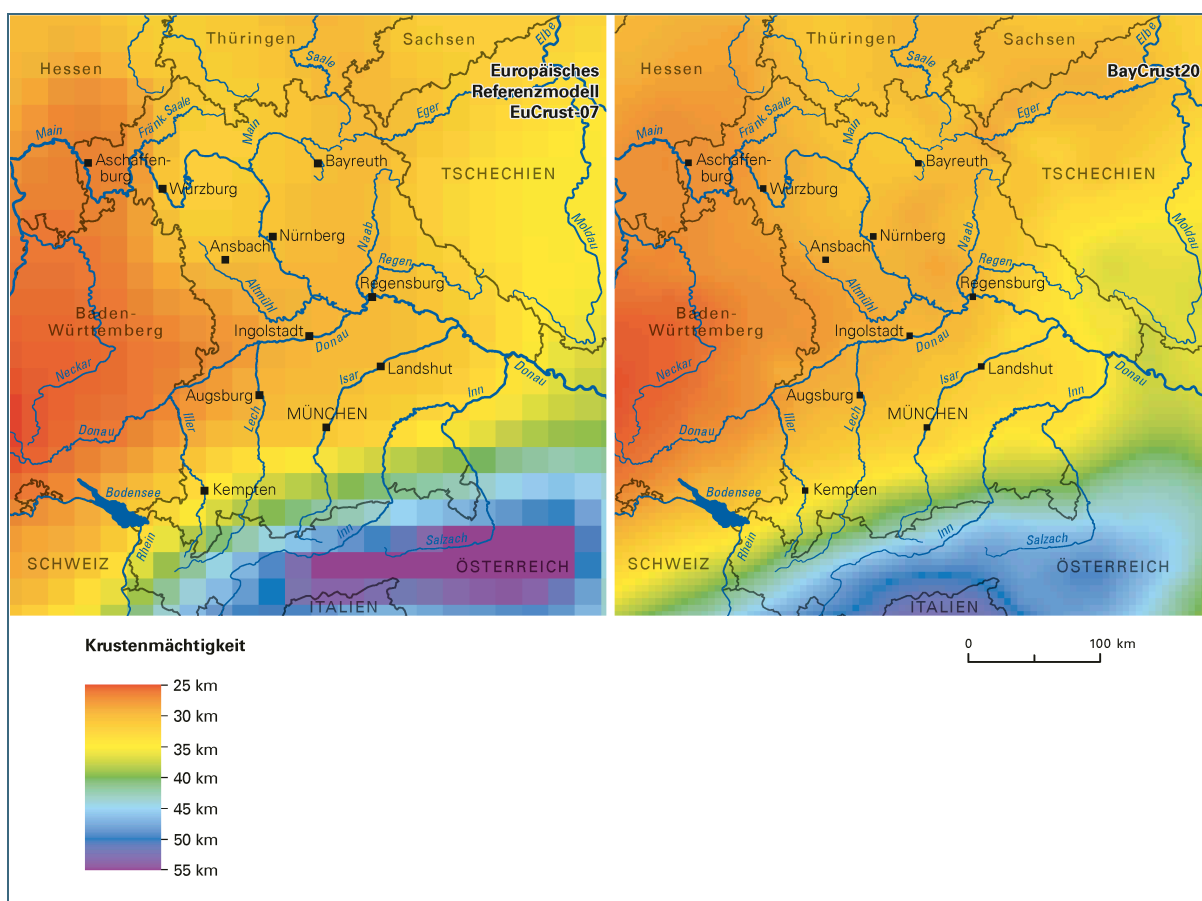


Abb. 8: Vergleich zwischen dem europäischen Referenzmodell EuCrust-07 (Tesauro et al. 2008; Ausschnitt Bayern) und BayCrust20.

Der Datensatz (5 x 5 km Rasterwerte) des Moho-Modelles BayCrust20 wird Interessenten auf Anfrage zur Verfügung gestellt.

9 Literatur

(mit [*] gekennzeichnete Literatur: enthaltene Daten wurden zur Neuberechnung der Moho-Karte verwendet)

- Angenheister, G., Bögel, H., Gebrande, H., Giese, P., Schmidt-Thome, P. & Zeil, W. (1972): Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. *Geologische Rundschau* 61, 349–395.
- Becker, G. & Knapmeyer-Endrun, B. (2018): Crustal thickness across the Trans-European Suture Zone from ambient noise autocorrelations. *Geophysical Journal International* 212, 1237–1254. [*]
- Behm, M., Brückl, E., Chwatal, W., Mitterbauer, U., CELEBRATION 2000 & ALP 2002 Working Groups (2007a): Erkenntnisse über den Tiefbau der Ostalpen aus neuen seismischen Großexperimenten. *ATA Geologische Bundesanstalt 2007 – Oberösterreich*, 142–150. [*]
- Behm, M., Brückl, E., Chwatal, W. & Thybo, H. (2007b): Application of stacking and inversion techniques to three-dimensional wide-angle reflection and refraction seismic data of the Eastern Alps. *Geophysical Journal International* 170, 275–298. [*]
- Behr, H.J. & Heinrichs, T. (1987): Geological interpretation of DEKORP 2-S: A deep seismic reflection profile across the Saxothuringian and possible implications for the Late Variscan structural evolution of Central Europe. *Tectonophysics*, 142, 173–202. [*]
- Beranek, B., Mayerova, M., Zounkova, M., Zatopek, A., Holub, K., Angenheister, G., Gebrande, H. & Miller, H. (1975): Results from deep seismic soundings along the International Profile VII in Czechoslovakia and the Federal Republic of Germany. *Proc. XIV. Assoc. Europ. Seismol. Comm.*, Berlin, 295–304. [*]
- Bianchi, I. & Bokelmann, G. (2018): Imaging the Variscan suture at the KTB drilling site, Germany. *Geophysical Journal International* 213, 2138–2146. [*]
- Bianchi, I., Behm, M., Rumpfhuber, E.M. & Bokelmann, G. (2015): A New Seismic Data Set on the Depth of the Moho in the Alps. *Pure and Applied Geophysics* 172, 295–308. [*]
- Bleibinhaus, F., Brückl, E. & ALP 2002 Working Group (2006): Wide-angle observations of ALP 2002 shots on the TRANSALP profile: Linking the two DSS projects. *Tectonophysics*, 414, 71–78. [*]
- Brückl, E., Behm, M., Bleibinhaus, F., Grad, M., Guterch, A., Keller, G.R., Thybo, H., CELEBRATION 2000 & ALP 2002 Working Groups (2008): Tectonic interpretation of a 3D seismic model of the Eastern Alps. *AGU Fall Meeting S53A-1319*, American Geophysical Union. [*]
- Brückl, E., Behm, M., Decker, K., Grad, M., Guterch, A., Keller, G.R. & Thybo, H. (2010): Crustal structure and active tectonics in the Eastern Alps. *Tectonics* 29, TC2011.
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (1986): Tätigkeitsbericht: Forschungsarbeiten auf verschiedenen geowissenschaftlichen Gebieten. *Hannover*, 37–45. [*]
- DEKORP Research Group (1988): Results of the DEKORP 4/KTB Oberpfalz deep seismic reflection investigations. *J. Geophys.*, 62, 69–101. [*]
- Enderle, U., Schuster, K., Prodehl, C., Schulze, A. & Bribach, J. (1998): The refraction seismic experiment GRANU95 in the Saxothuringian belt, southeastern Germany. *Geophysical Journal International* 133, 245–259. [*]

- Gabriel, G., Dressel, I., Vogel, D. & Krawczyk, C.M. (2012): Depth to the bottom of magnetic sources and geothermal prospectivity in southern Germany. *First Break*, 30, 39–47.
- Geiss, E. (1987): A new compilation of crustal thickness data for the Mediterranean area. *Ann. Geophys.*, 5B, 623–630.
- Geissler, W.H. (2005): Seismic and Petrological Investigations of the Lithosphere in the Swarm-Earthquake and CO₂ Degassing Region Vogtland/NW-Bohemia. GeoForschungsZentrum Potsdam, Scientific Technical Report STR05/06, 152pp. [*]
- Giese, P. (1976): Results of the Generalized Interpretation of the Deep-Seismic Sounding Data. In: Giese, P., Prodehl, C. & Stein, A. (eds.): *Explosion Seismology in Central Europe*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 201–214.
- Grad, M., Brückl, E., Majdanski, M., Behm, M., Guterch, A. & CELEBRATION 2000 & ALP 2002 Working Groups (2009a): Crustal structure of the Eastern Alps and their foreland: seismic model beneath the CEL10/Alp04 profile and tectonic implications. *Geophysical Journal International* 177, 279–295. [*]
- Grad, M., Tiira, T. & ESC Working Group (2009b): The Moho depth map of the European Plate. *Geophysical Journal International* 176, 279–292.
- Grad, M., Guterch, A., Mazur, S., Keller, G.R., Spicak, A., Hrubcova, P. & Geissler, W.H. (2008): Lithospheric structure of the Bohemian Massif and adjacent Variscan belt in central Europe based on profile S01 from the SUDETES 2003 experiment. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 113, B10304. [*]
- Heinrichs, T., Giese, P., Bankwitz, P., Bankwitz, E. & DEKORP Research Group (1994): DEKORP 3/MVE-90(West) – preliminary geological interpretation of a deep near-vertical reflection profile between the Rhenish and the Bohemian Massifs, Germany. *Z. Geol. Wiss.* 22 (6), 771–801. [*]
- Hetenyi G., Plomerova J., Bianchi I., Kampfova Exnerova H., Bokelmann G., Handy M.R., Babuska V. & AlpArray-EASI-Working Group (2018): From mountain summits to roots: Crustal structure of the Eastern Alps and Bohemian Massive along longitude 13.3°E. *Tectonophysics*, 744, 239–255. [*]
- Heuer, B. (2006): Lithospheric and upper mantle structure beneath the western Bohemian Massif obtained from teleseismic P and S receiver functions. GeoForschungsZentrum Potsdam, Scientific Technical Report STR06/12, 149pp. [*]
- Hirschmann, G. (1996): KTB – The structure of a Variscan terrane boundary: seismic investigation – drilling – models. *Tectonophysics*, 264, 327–339. [*]
- Hrubcova, P., Sroda, P., Spicak, A., Guterch, A., Grad, M., Keller, G.R., Brückl, E. & Thybo, H. (2005): Crustal and uppermost mantle structure of the Bohemian Massif based on CELEBRATION 2000 data. *J. Geophys. Res.* 110, B11305.
- Hrubcova, P., Sroda, P. & CELEBRATION 2000 Working Group (2008): Crustal structure at the easternmost termination of the Variscan belt based on CELEBRATION 2000 and ALP 2002 data. *Tectonophys.*, 460, 55–75.
- Hrubcova, P. & Geissler, W. (2009): The crust-mantle transition and the Moho beneath the Vogtland/West Bohemian Region in the light of different seismic methods. *Studia Geophysica et Geodaetica* 53, 275–294.

- Hrubcova, P. & Sroda, P. (2015): Complex local Moho topography in the Western Carpathians: Indication of the ALCAPA and the European Plate contact. *Tectonophysics*, 638, 63–81. [*]
- Hrubcova, P., Geissler, W.H., Bräuer, K., Vavrycuk, V., Tomek, C. & Kämpf, H. (2017): Active Magmatic Underplating in Western Eger Rift, Central Europe. *Tectonics*, 36, 2846–2862. [*]
- Kahle, H.-G. & Werner, D. (1980): A geophysical study of the Rhinegraben – II. Gravity anomalies and geothermal implications. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, 631–648. [*]
- Knapmeyer-Endrun, B., Krüger, F. & PASSEQ Working Group (2014): Moho depth across the Trans-European Suture Zone from P- and S-receiver functions. *Geophysical Journal International*, 197, 1048–1075. [*]
- Liebscher, H.J. (1963): Deutungsversuche für die Struktur der tieferen Erdkruste nach reflexionsseismischen und gravimetrischen Messungen im deutschen Alpenvorland. Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität, München, 126pp. [*]
- Lu, Y., Stehly, L., Paul, A. & AlpArray Working Group (2018): High-resolution surface wave tomography of the European crust and uppermost mantle from ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 214, 1136–1150.
- Lüschen, E., Borrini, D., Gebrande, H., Lammerer, B., Millahn, K., Neubauer, F. & Nicolich, R. (2006): TRANSALP – deep crustal Vibroseis and explosive seismic profiling in the Eastern Alps. *Tectonophysics*, 414, 9–38. [*]
- Majdanski, M., Kozlovskaya, E., Grad, M. & SUDETES 2003 Working Group (2007): 3D structure of the Earth's crust beneath the northern part of the Bohemian Massif. *Tectonophysics*, 437, 17–36. [*]
- Malinovski, M., Grad, M., Guterch, A. & CELEBRATION 2000 Working Group (2008): Three-dimensional seismic modelling of the crustal structure between the East European Craton and the Carpathians in SE Poland based on CELEBRATION 2000 data. *Geophysical Journal International*, 173, 546–565.
- Miller, H. (1975): Struktur der tieferen Erdkruste im westlichen Randbereich der Böhmisches Masse. Vortrag DGG-Tagung, Stuttgart. (Abbildung 1.2 in Strößenreuther (1982))
- Miller, H. & Gebrande, H. (1976): Crustal Structure in Southeastern Bavaria Derived from Seismic-Refraction Measurements by Ray-Tracing Methods. In: Giese, P., Prodehl, C. & Stein, A. (eds.): *Explosion Seismology in Central Europe*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 339–346. [*]
- Mohorovičić, A. (1910): Potres of 8.X.1909. *Godisnje izvjesce zagrebackog meteoroloskog opservatorija*, 9 (4/1), 1–56 (and English translation in 1992: *Earthquake of 8 October 1909*, *Geofizika*, 9, 3–55).
- Morelli, C., Dal Cin, R. & Semenza, E. (1968): *Contributi geofisici con appendici geologiche*. Inst. Geol. Univ. Ferrara, 79pp.
- Mostaanpour, M.M. (1984): *Einheitliche Auswertung krustenseismischer Daten in Westeuropa. Darstellung von Krustenparametern und Laufzeitanomalien*. Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen Reihe B/Heft 10, Verlag Dietrich Reimer, Berlin, 96pp.

- Mullick, N., Buske, S., Hrubcova, P., Ruzek, B., Shapiro, S., Wigger, P. & Fischer, T. (2015): Seismic imaging of the geodynamic activity at the western Eger rift in central Europe. *Tectonophysics*, 647–648, 10–111. [*]
- Prodehl, C. & Giese, P. (1990): Seismic Investigations around EGT in Central Europe. In: Freeman, R., Giese, P. & Mueller, St. (eds.): *The European Geotraverse: Integrative Studies*. European Science Foundation (1990), 77–97. [*]
- Prodehl, C. (1965): Struktur der tieferen Erdkruste in Südbayern und längs eines Querprofils durch die Ostalpen, abgeleitet aus refraktionsseismischen Messungen. Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität, München, 89pp. [*]
- Scarascia, S. & Cassinis, R. (1997): Crustal structures in the central-eastern Alpine sector: a revision of the available DSS data. *Tectonophysics*, 271, 157–188. [*]
- Schulze, A. & Bormann, P. (1990): Deep seismic sounding in eastern Germany. In: Freeman, R., Giese, P. & Mueller, St. (eds.): *The European Geotraverse: Integrative Studies*. European Science Foundation (1990), 109–114. [*]
- Spada, M., Bianchi, I., Kissling, E., Piana Agostinetti, N. & Wiemer, S. (2013): Combining Controlled Source Seismology and receiver function information to derive a 3-D Moho topography for Italy. *Geophysical Journal International*, 194, 1050–1068. [*]
- Strößenreuther, U. (1982): Die Struktur der Erdkruste am Südwest-Rand der Böhmisches Masse, abgeleitet aus refraktions-seismischen Messungen der Jahre 1970 und 1978/79. Ludwig-Maximilians-Universität, München, 122pp. [*]
- Tesauro, M., Kaban, M.K. & Cloetingh, S.A.P.L. (2008): EuCRUST-07: A new reference model for the European crust. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L05313. <https://doi.org/10.1029/2007GL032244> (dort direkter Link zum Datensatz) [*]
- Tomek, C., Dvorakova, V. & Vrana, S. (1997): Geological Interpretation of the 9HR and 503M seismic profiles in Western Bohemia. In: Vrana, S. & Stedra, V. (Eds.), *Geological Model of Western Bohemia Related to the KTB Borehole in Germany*. *J. Geol. Sci.*, 47, 43–50.
- Wenzel, F., Brun, J.-P. & the ECORS-DEKORP Working Group (1991): A deep reflection line across the Northern Rhine Graben. *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 140–150. [*]
- Ye, S., Ansorge, J., Kissling, E. & Mueller, St. (1994): Crustal structure beneath the eastern Swiss Alps derived from seismic refraction data. *Tectonophysics*, 242, 199–221. [*]
- Zeis, St., Gajewski, D. & Prodehl, C. (1990): Crustal structure of southern Germany from seismic refraction data. *Tectonophysics*, 176, 59–86. [*]
- Ziegler, P.A. & Dezes, P. (2006): Crustal Evolution of Western and Central Europe. *Geological Society London Memoirs*, 32(1), 43–56.

10 Anhang

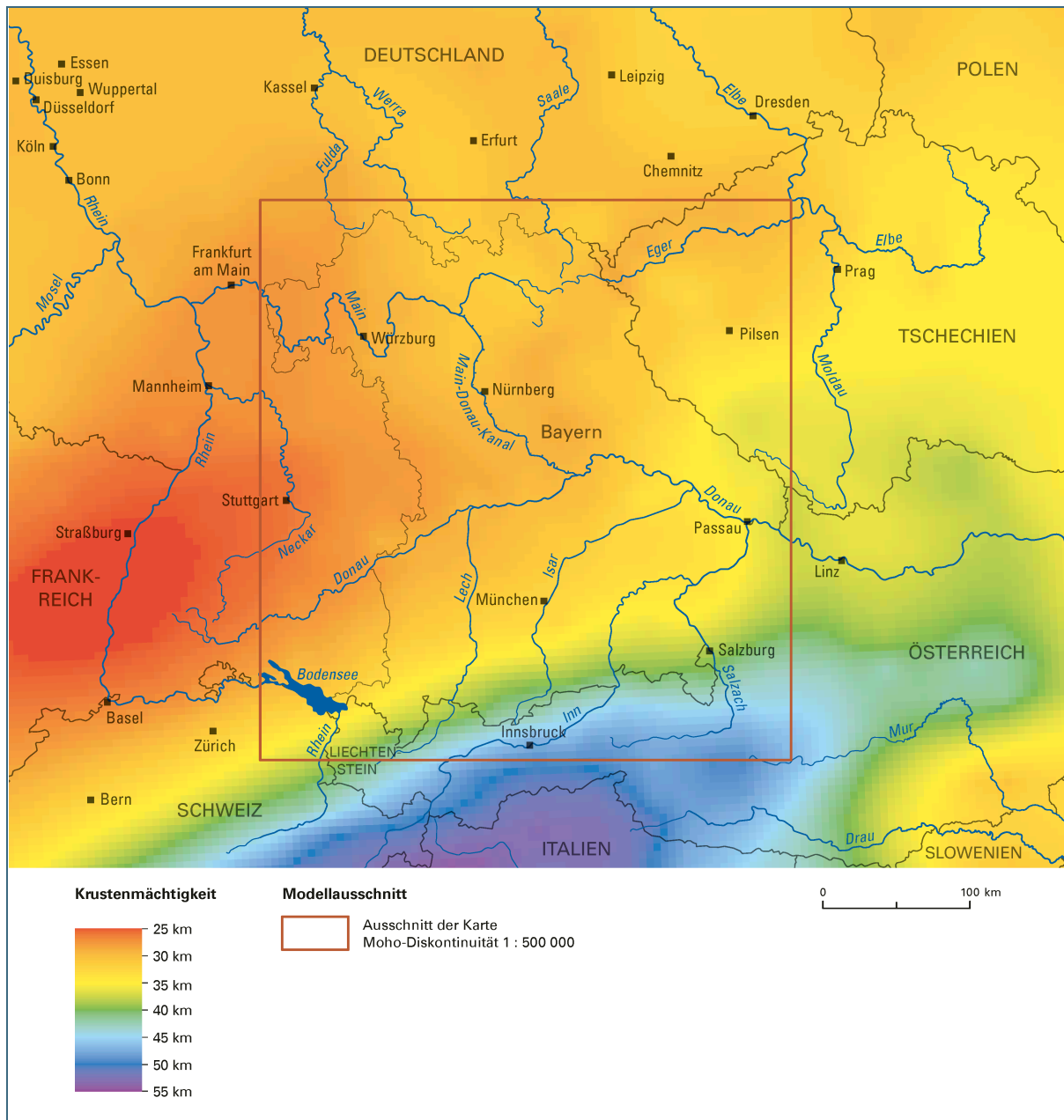


Abb. 9: BayCrust20: Das gesamte interpolierte Gebiet.



Eine Behörde im Geschäftsbereich
Bayerisches Staatsministerium für
Umwelt und Verbraucherschutz

