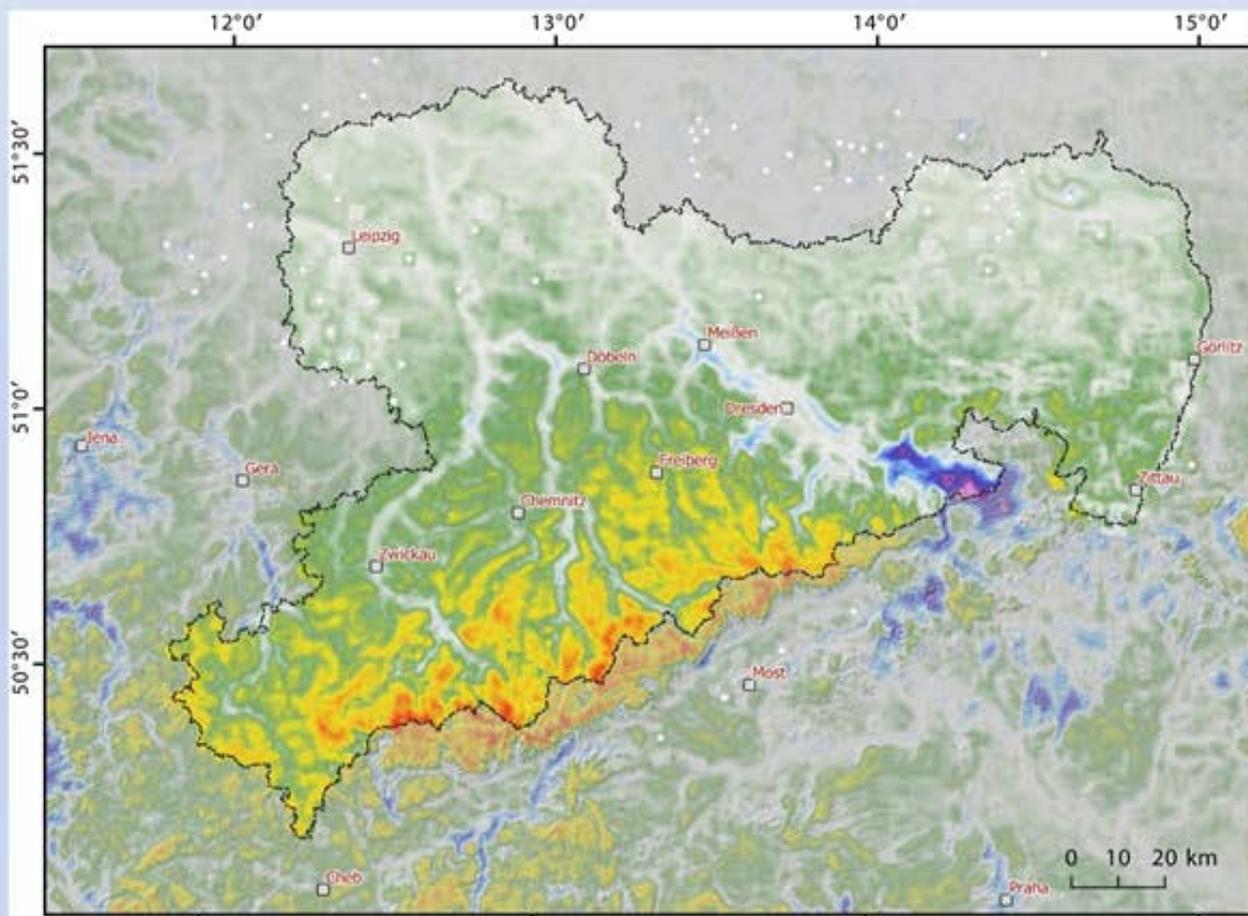


Geomorphologischer Atlas Sachsens

Schriftenreihe, Heft 14/2022



Geologische Anwendungen und Risiken im
Tieferen Untergrund von Sachsen (ARTUS)
Teil 2:
Geomorphologische Analyse tektonischer
Einheiten in Sachsen

Leomaris Domínguez-Gonzalez, Louis Andreani, Klaus Stanek

im Auftrag des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	9
2	Daten-Basis und Extraktion des Drainagenetzes	10
3	Methoden	12
3.1	Methoden zur Analyse des extrahierten Drainagenetzes.....	12
3.1.1	Gefälle-Index und Konkavität (Steepness Index and concavity)	12
3.1.2	Knickpunkte.....	12
3.1.3	Slope-Area-Plot.....	14
3.1.4	Chi-Plot / Chi-Gradient	15
3.1.5	Isobasen-Karten.....	16
3.2	Oberflächen-Analyse (Dynamische Karten).....	17
3.2.1	Hypsometrisches Integral / Elevation Relief Ratio	17
3.2.2	Oberflächenrauigkeit	17
3.2.3	Oberflächenindex	17
3.2.4	Lokales Relief und Relief-Anomalie (Local Relief and Relief Anomaly).....	18
3.2.5	Topographischer Positionsindex (Topographic Position Index)	18
3.3	Topographische Streifenprofile.....	19
4	Ergebnisse der geomorphologischen Analyse	19
4.1	Analyse des Drainagenetzes	19
4.1.1	Ergebnisse der Analyse von Fluss-Längsprofilen	21
4.1.2	Interpretation des ältesten Basisniveaus	36
4.1.3	Auswertung des Chi-Gradienten.....	42
4.1.4	Auswertung des normalisierten Gefälle-Index	48
4.1.5	Isobasen-Karten.....	49
4.2	Oberflächenanalyse – Interpretation von Lineamenten aus den dynamischen Karten	54
4.2.1	Karten des Lokalen Reliefs.....	54
4.2.2	Karte der Oberflächenrauigkeit.....	57
4.2.3	Karte des Hypsometrischen Integrals (Relief-Höhe-Verhältnis)	59
4.2.4	Karte des Oberflächen-Index.....	61
4.2.5	Karte des Topographischen Positionsindex.....	62
4.3	Auswertung der topographischen Streifenprofile (swath profiles)	64
4.4	Effekte der pleistozänen Vereisung auf das Drainagenetz und die Landschaft.....	70
5	Morpho-tektonische Interpretation Sachsens	74
5.1	Topographische Diskontinuitäten	74
5.2	Entwicklung der känozoischen Störungen in Sachsen.....	77
5.3	Die Verteilung der reliktschen Erosionsflächen.....	80
6	Schlussbetrachtungen	81
7	Literaturverzeichnis	88
Anlagen	93
Anlage 1	Drainage-Netz in Sachsen und Umgebung, Maßstab 1:200.000	93
Anlage 2	Höhe des Basis-Niveaus im Erzgebirge, Maßstab 1:120.000	93
Anlage 3	Interpolation des Basis-Niveaus der Flüsse der 1. Strahler-Ordnung, Maßstab 1:120.00.....	93

Anlage 4	Chi-Gradient Interpolation im Erzgebirge, Maßstab 1:120.000	94
Anlage 5	Interpolation der ksn-Werte im Erzgebirge, Maßstab 1:120.000	94
Anlage 6	Isobasis-Karte (2. und 3. Strahler-Ordnung), Maßstab 1:200.000.....	95
Anlage 7	Karte des Lokalen Reliefs, Maßstab 1:200.000	95
Anlage 8	Karte der Oberflächenrauigkeit, Maßstab 1:200.000	96
Anlage 9	Karte des Hypsometrischen Integrals, Maßstab 1:200.00.....	96
Anlage 10	Karte des Oberflächen-Index, Maßstab 1:200.000	97
Anlage 11	Karte des Topographischen Positionsindex, Maßstab 1:200.000	97
Anlage 12	Karte der geomorphologisch indizierten Strukturen, Maßstab 1:200.000	98
Anlage 13	Geomorphologische Strukturen, Westerbirge, Maßstab 1:100.000	98
Anlage 14	Geomorphologische Strukturen, Mittel-Ostgebirge, Maßstab 1:100.000	98
Anlage 15	Geomorphologische Strukturen, NW-Sächsisches Tiefland, Maßstab 1:100.000	98
Anlage 16	Geomorphologische Strukturen, Ostgebirge-Lausitz, Maßstab 1:100.000	98
Anlage 17	Geomorphologische Strukturen, Niederlausitz, Maßstab 1:100.000	98
Anlage 18	Geomorphologisch indizierte Störungen, Maßstab 1:200.000	98
Anlage 19	Karte der Oberflächenneigung, Maßstab 1:200.000	98
Anlage 20	Drainage-Netz und Strahler-Ordnungen, Maßstab 1:200.000.....	99

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Drainagenetz Sachsens und umgebender Gebiete, extrahiert aus dem DGM30 (SRTM).....	11
Abbildung 2: Rekonstruktion des ursprünglichen Flussprofils mit linearer Regression („Bootstrap“ Methode).....	13
Abbildung 3: Rekonstruiertes Flussprofil der Ilse (Nordharz).....	15
Abbildung 4: Generalisierte Fließrichtungen des Drainagenetzwerkes ab der 1. Ordnung in Sachsen und Gliederung der bearbeiteten Einzugsgebiete.....	20
Abbildung 5: Ausgewählte Flüsse für die Rekonstruktion des Basis-Niveaus in subset 3 (Westerzgebirge),	23
Abbildung 6: Rekonstruktion der Basis-Niveaus und Knickpunkte für subset 3 (Westerzgebirge).....	24
Abbildung 7: Ausgewählte Flüsse für die Rekonstruktion des Basis-Niveaus in subset 4 (Osterzgebirge).....	25
Abbildung 8: Rekonstruktion der Basis-Niveaus und Knickpunkte für subset 4 (Osterzgebirge).....	26
Abbildung 9: Rekonstruktion der Basis-Niveaus und Knickpunkte für subset 4 (Osterzgebirge).....	27
Abbildung 10: Ausgewählte Flüsse für die Rekonstruktion des Basis-Niveaus in subset 5 (Elbtal).....	28
Abbildung 11: Rekonstruktion der Basis-Niveaus und Knickpunkte für subset 5 (Elbtal).....	29
Abbildung 12: Rekonstruktion der Basis-Niveaus und Knickpunkte für subset 5 (Elbtal).....	30
Abbildung 13: Ausgewählte Flüsse für die Rekonstruktion des Basis-Niveaus in subset 6 (NW-Lausitz).....	31
Abbildung 14: Rekonstruktion der Basis-Niveaus und Knickpunkte für subset 6 (NW-Lausitz).....	32
Abbildung 15: Ausgewählte Flüsse für die Rekonstruktion des Basis-Niveaus in subsets SL1 – SL-3 (Ost-Lausitz).....	33
Abbildung 16: Rekonstruktion der Basis-Niveaus und Knickpunkte in subsets SL1 – SL-3 (Ost-Lausitz).....	34
Abbildung 17: Rekonstruktion der Basis-Niveaus und Knickpunkte in subsets SL1 – SL-3 (Ost-Lausitz).....	35
Abbildung 18: Punkte der unteren Grenze des obersten ältesten Basis-Niveaus für ausgewählte Wasserläufe im Erzgebirge und dessen nördlichen Vorland.....	37
Abbildung 19: Höhe (in m) des oberen ältesten Basis-Niveaus im Erzgebirge.....	38
Abbildung 20: Interpolation der aus den FLP modellierten Höhe des obersten, ältesten Basis-Niveaus für das Erzgebirge und seinem Vorland.....	39
Abbildung 21: Einschneidung des 1. Basis-Niveaus im Erzgebirge, berechnet aus der Differenz zwischen topographischer Höhe und Basis-Niveau.....	41
Abbildung 22: Chi-Gradient-Interpolation für ausgewählte Flüsse im Erzgebirge.....	42
Abbildung 23: Chi-Divergenz-Plot für das subset 3 im Westerzgebirge.....	44
Abbildung 24: Chi-Divergenz-Plot für das subset 4 im Osterzgebirge.....	45
Abbildung 25: Chi-Divergenz-Plot für das subset 5 im Elbtal.....	46
Abbildung 26: Chi-Divergenz-Plot für das subset 6 in der NW-Lausitz.....	47
Abbildung 27: Karte der ksn-Werte für ausgewählte Flüsse im Erzgebirge.....	48
Abbildung 28: Karte der Isobasen für die Gewässer der dritten und zweiten Strahler-Ordnung.....	51
Abbildung 29: Karte der Differenz zwischen aktueller geographischer Reliefhöhe und den Isobasen der 2. Strahlerordnung für das Erzgebirge (DGM10).....	53

Abbildung 30: Karte des Lokalen Reliefs	56
Abbildung 31: Karte der Oberflächen-Rauigkeit.....	58
Abbildung 32: Karte des Hypsometrischen Integrals (Verhältnis von Höhe zu Relief).....	60
Abbildung 33: Karte des Oberflächen-Index.	61
Abbildung 34: Karte des Topographischen Positionsindex	63
Abbildung 35: Detailkarte des TPI (gleitendes Fenster 1 km) für das Gebiet um Chemnitz	64
Abbildung 36: Lage der Streifenprofile im Erzgebirge.....	65
Abbildung 37: SW-NE Streifenprofil der geomorphologischen Indizes über das Erzgebirge.....	67
Abbildung 38: Streifenprofile über das Elbtal bei Pirna (Profil 10) und Königstein (Profil 11).	68
Abbildung 39: Streifenprofil 12 entlang des Erzgebirgskamms (Nördliche Schulter des Eger-Grabens). 69	
Abbildung 40: Rezente Höhe der maximalen Eisrandlagen der Elster- und Saale-Kaltzeiten im Erzgebirge und Westlausitz.	71
Abbildung 41: Rezentenes Drainagenetz nach Ordnungen der Strahler-Methode im Vergleich zu Paläo- Flussläufen nach Eissmann, (2002).	73
Abbildung 42: Morphologische Diskontinuitäten und Lineamente, bestimmt nach Analyse der geomorphologischen Indices	75
Abbildung 43: Karte der Hangneigung im Gebiet von Pirna mit den wichtigsten morphologischen Linearen (Geländeabbrüche)	79
Abbildung 44: Geomorphologisch indizierte Gebiete mit verschiedenen Hebungsraten seit dem oberen Oligozän	82
Abbildung 45: Rekonstruktion der zeitlichen Reihenfolge syn- bis post-miozäner Störungen	84
Abbildung 46: Rekonstruktion der zeitlichen Reihenfolge syn- bis post-miozäner Störungen	85
Abbildung 47: Rekonstruktion der zeitlichen Reihenfolge syn- bis post-miozäner Störungen	86
Abbildung 48: Übersicht zur Entwicklung spät-känozoischer Störungen im Gebiet von Sachsen.	87

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1:	Zusammenfassung des modellierten Basis-Niveaus (BN) für ausgewählte Flüsse.....	21
Tabelle 2:	Übersicht der morphologischen Elemente und deren morphologischen Indices.....	76
Tabelle 3:	Evolution des Eger-Grabens nach Literaturdaten.....	78

Anlagenverzeichnis

Anlage 1	Drainage-Netz in Sachsen und Umgebung Maßstab 1:200.000	93
Anlage 2	Höhe des Basis-Niveaus im Erzgebirge, Maßstab 1:120.000	93
Anlage 3	Interpolation des Basis-Niveaus der Flüsse der 1. Strahler-Ordnung Maßstab 1:120.00	93
Anlage 4	Chi-Gradient Interpolation im Erzgebirge Maßstab 1:120.000	94
Anlage 5	Interpolation der ksn-Werte im Erzgebirge Maßstab 1:120.000	94
Anlage 6	Isobasis-Karte (2. und 3. Strahler-Ordnung) Maßstab 1:200.000.....	95
Anlage 7	Karte des Lokalen Reliefs Maßstab 1:200.000	95
Anlage 8	Karte der Oberflächenrauigkeit Maßstab 1:200.000	96
Anlage 9	Karte des Hypsometrischen Integrals Maßstab 1:200.00.....	96
Anlage 10	Karte des Oberflächen-Index Maßstab 1:200.000	97
Anlage 11	Karte des Topographischen Positionsindex Maßstab 1:200.000	97
Anlage 12	Karte der geomorphologisch indizierten Strukturen Maßstab 1:200.000	98
Anlage 13	Geomorphologische Strukturen, Westerzgebirge Maßstab 1:100.000	98
Anlage 14	Geomorphologische Strukturen, Mittel-Osterzgebirge Maßstab 1:100.000	98
Anlage 15	Geomorphologische Strukturen, NW-Sächsisches Tiefland Maßstab 1:100.000	98
Anlage 16	Geomorphologische Strukturen, Osterzgebirge-Lausitz Maßstab 1:100.000	98
Anlage 17	Geomorphologische Strukturen, Niederlausitz Maßstab 1:100.000	98
Anlage 18	Geomorphologisch indizierte Störungen Maßstab 1:200.000	98
Anlage 19	Karte der Oberflächenneigung Maßstab 1:200.000	98
Anlage 20	Drainage-Netz und Strahler-Ordnungen, Maßstab 1:200.000.....	99

Abkürzungsverzeichnis

DGM	Digitales Geländemodell
FLP	Fluss-Längsprofil
IKF	Isobasen-Karte der Flüsse
LfULG	Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie
LT	Lausitzer Tiefland
MTP	mittel-tertiäre Peneplain
OD	Ostlausitzer Depression
OP	Oberlausitz-Plateau
SRTM	Shuttle Radar Thematic Mission
TANDEM-X	TerraSAR-X add-on for Digital Elevation Measurement

1 Einleitung

Känozoische tektonische Ereignisse und Strukturen sind in den letzten Jahren durch neue Anforderungen aus der Sanierung von Tagebauen sowie der Suche nach geeigneten Deponie-Standorten in den Fokus der wissenschaftlichen Diskussion gerückt. Ein dichtes Netz von Bohrdaten und von temporären Aufschlüssen vor allem im Braunkohlenbergbau ermöglicht die Rekonstruktion der tertiären Strukturen im geomorphologisch wenig gegliederten nördlichen Teil von Sachsen. Der Südteil Sachsens mit lokal prägnantem morphologischem Relief wurde erst in den letzten Jahren in die Interpretation känozoischer tektonischer Ereignisse einbezogen.

Die geomorphologische Analyse konzentriert sich auf den südlichen Teil Sachsens, da hier die anthropogenen Veränderungen der Landschaft gering und die Morphologie für eine entsprechende Analyse geeignet ist. Die Analyse basiert auf digitalen Geländemodellen (DGM), die für die Überblicksanalysen aus SRTM-Daten gerechnet wurden. Die detaillierte Analyse für den sächsischen Anteil der Oberlausitz, des Elbtals und des Erzgebirges einschließlich Granulitgebirge basiert auf dem DGM2 und dem daraus abgeleiteten DGM10 des LfULG.

Zur geologisch sinnvollen Erweiterung des Modell-Gebietes und zur Bildung von Pufferzonen für das zu berechnende Modell über die sächsischen Grenzen hinaus wurden für die Oberlausitz hochauflösende Satellitendaten (TANDEM-X) beschafft (Stanek et al., 2016). Dadurch kann sich im Grenzgebiet Sachsens zur Umgebung eine geringe Differenz in der Detailtreue ergeben. Die westlichen Gebiete wurden mit hochauflösenden SRTM-Daten abgedeckt.

Mit Hilfe der geomorphologischen Analyse und in Verbindung mit existierenden geologischen Daten sollen neue Aussagen über die tektonische Entwicklung des südlichen Teils Sachsens vom mittleren Tertiär bis rezent ermöglicht werden. Die Morphologie einer Region wird durch die Phänomene der topographische Hebung oder des klimabedingten Sinken des Meeresspiegels sowie der Niederschlagsrate kontrolliert. Die Änderung der Erosionsbasis der Flüsse führt zu einem Wettbewerb zwischen vertikaler Hebung und Erosion (z. B., Snyder et al., 2000; Burbank & Anderson, 2001). Das Resultat ist eine fortschreitende Erosion oder Verjüngung der initialen topographischen Merkmale mit der Zeit (Mather, 2000). Aus digitalen Geländemodellen können über mathematische Algorithmen „Geomorphologische Indizes“ extrahiert werden. Diese Indizes werden genutzt, um die Effekte der jüngsten tektonischen Deformation auf Landschaften zu detektieren (Keller & Pinter, 1996). Die kombinierte Analyse der topographischen Profile und des Entwässerungsnetzes erlaubt es, Veränderungen der Erosionsbasis von Flüssen und damit die Erosionsrate zu schätzen.

Die Morphologie ist durch die Daten der verschiedenen DGM gegeben. Die Analyse der DGM erfolgte mithilfe der Software TecGEM toolbox. Die TecGEM toolbox (Andreani et al., 2014) wurde und wird auf der Basis des Software-Paketes TecDEM (Shahzad & Gloaguen, 2011) an der TU Bergakademie Freiberg und dem Helmholtz Institut für Ressourcen in Freiberg entwickelt und dient zur Berechnung verschiedener morphologischer Parameter mit dem Ziel, tektonische Prozesse zu rekonstruieren. Die berechneten Ergebnisse können direkt graphisch dargestellt und in einem geeigneten Geoinformationssystem (GIS) weiter bearbeitet werden. Dazu gehört der Abgleich mit der regionalen Geologie.

2 Daten-Basis und Extraktion des Drainagenetzes

Für das vorliegende Projekt wurden Datenquellen verschiedener räumlicher Auflösung genutzt: Für die regionale Analyse über die sächsischen Grenzen hinaus wurde das DGM30 auf Basis der SRTM-Daten mit einer Auflösung von 30m (1 Bogensekunde) (NASA) genutzt. Diese Satelliten-gestützte Datenaufnahme (C-Band Radar) soll einen Fehler in der Höhenbestimmung von weniger als 20m haben. Das Territorium Sachsens wurde mit einem DGM der räumlichen Auflösung 10 m (DGM10) auf der Basis des korrigierten DGM2 (Staatsbetrieb Geobasisinformation und Vermessung Sachsen) abgedeckt. Bei Karten größeren Maßstabs (1:100.000) konnte für die Gebiete des Erzgebirges und der Lausitz auf ein DGM6 zurückgegriffen werden. In allen sächsischen Datensätzen sind die Vegetation sowie anthropogene Einflüsse soweit wie möglich korrigiert, so dass Artefakte aus dem Rauschen der Vegetation minimiert werden können.

Die DGM-basierte Methode erlaubt es, relativ einfach und schnell ein regionales Drainagenetz zu extrahieren.

Das Drainagenetz spielt eine entscheidende Rolle bei der Prägung der Morphologie. Flüsse reagieren schnell und dynamisch auf Einflussfaktoren, wie z. B. tektonische Hebung oder Senkung des Vorfluters oder klimatische Änderungen. Sie schneiden in das Relief ein und limitieren gleichzeitig die maximale Höhe von Gipfeln und Bergrücken in der Umgebung. (Whipple & Tucker, 1999).

Bei der Analyse eines Drainagenetzes wird ein gesamtes Netz von Flüssen betrachtet. Die Extraktion des Drainagenetzes erfolgte mit TecGEM. Das DGM wird zunächst gefüllt, also von "abgeschlossen" Senken und Becken befreit, in denen das Programm nicht in der Lage wäre, die Abflussrichtung zu bestimmen. Im nördlichen Projektgebiet betraf das vor allem Senke, d.h. DGM-Fehler oder anthropogene Artefakte (z. B. Tagebaue und Halden). Alternativ können auch erhöhte Bereiche weggeschnitten werden. Im Anschluss werden sämtliche Flüsse extrahiert. Der Verlauf der Flüsse beruht auf der Annahme, dass jeweils an der tiefsten Stelle des DGM in einem Tal ein Bach oder Fluss verläuft. Die Fließrichtung wird über den D8-Algorithmus (Deterministic 8) ermittelt, bei dem auf einem 3 x 3 Pixel Raster um das untersuchte Pixel herum der Abfluss immer dem Nachbarpixel zugeordnet wird, welches das stärkste Gefälle im Vergleich zum mittleren Pixel hat (Wolf, 2003; O'Callaghan & Mark, 1984; Fairfield & Leymarie, 1991; Jones, 2002).

Die Flüsse wurden ab einem minimalen Einzugsgebiet von 1 km² hierarchisch organisiert (Strahler, 1957). Die extrahierten Flüsse wurden in Abbildung 1 dargestellt. Nach dem System von Strahler (1952) haben die kleinsten, unverzweigten Flüsse die erste Ordnung (nach Strahler (1952) „Strahler-Ordnung“ genannt), fließen mehrere davon zusammen entsteht ein Fluss zweiter Ordnung. Ein Fluss dritter Ordnung entsteht aus zwei Flüssen zweiter Ordnung usw. (Horton, 1945).

Die originale Topographie des Drainagenetzes kann anthropogen durch Dämme und andere Wasserbauten verfälscht sein. Die künstlichen Verflachungen der ursprünglichen Flussläufe können so zu Fehler in der Analyse des Drainagenetzes führen. Diese Fehler können jedoch sehr leicht in den Längsprofilen der Flüsse entdeckt und bei der Analyse von Knick-Punkten entsprechend berücksichtigt werden.

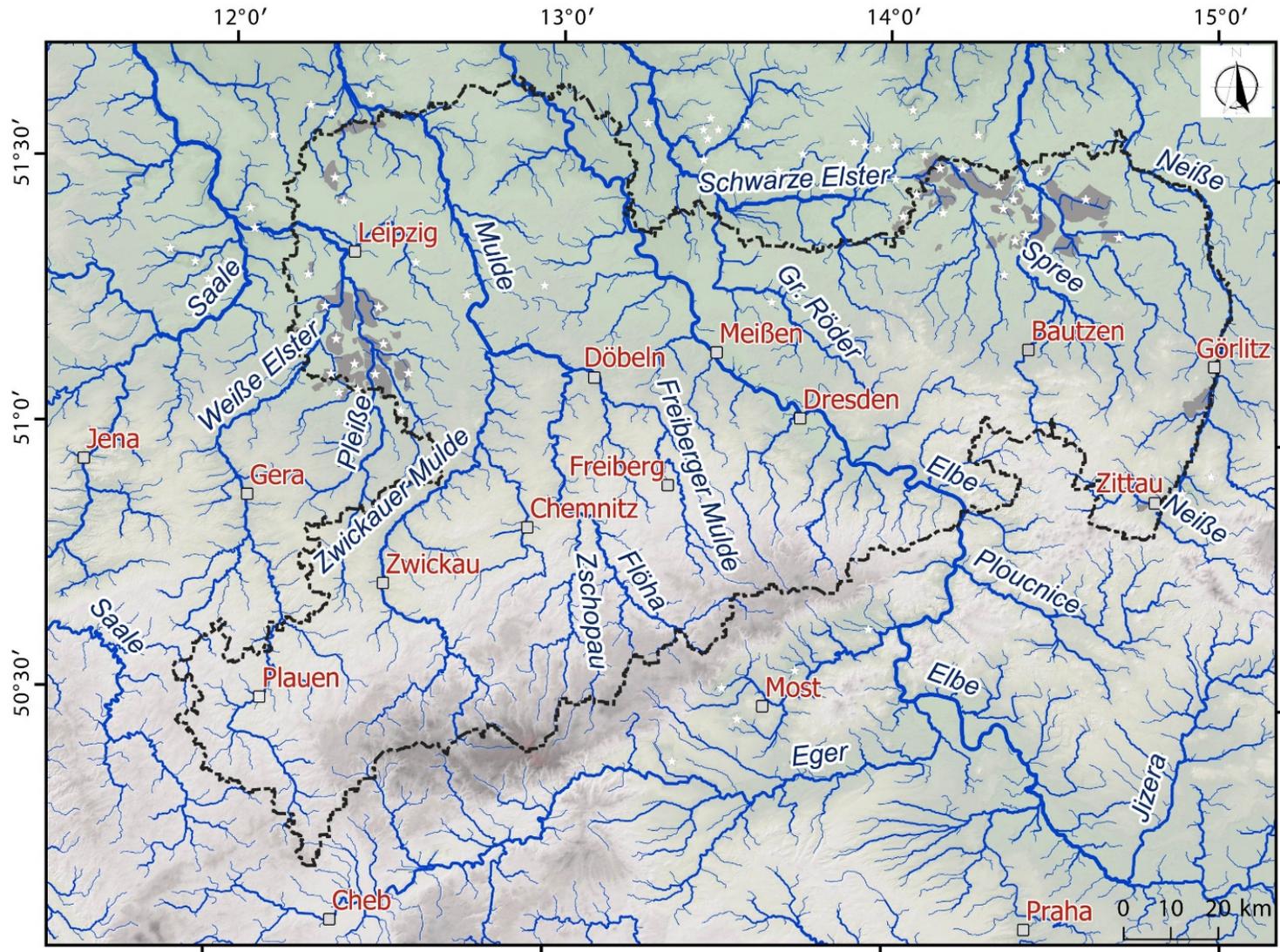


Abbildung 1: Drainagenetz Sachsens und umgebender Gebiete, extrahiert aus dem DGM30 (SRTM). Dargestellt sind die Strahler-Ordnungen 1-7 mit zunehmender Strichstärke, für Details siehe Anlage 20; mit weißen Sternen und grauen Flächen sind anthropogene Artefakte (Tagebaue) markiert.

3 Methoden

Man unterscheidet zwei Arten von Methoden. Ein Teil der angewandten Methoden beruht auf der *Analyse des extrahierten Drainagenetzes*. Die Höhe der Wasserläufe stellt einen sehr nützlichen Proxy für den Nachweis von geologischen und/oder tektonischen Ereignissen dar (e.g., Golts & Rosenthal, 1993; Grohmann et al., 2007, 2011). Die Analyse basiert im Wesentlichen auf einem Vergleich zwischen einem unbeeinflussten, idealen Flussprofil und dem tatsächlichen Flussprofil. Der andere Teil der Methoden nutzt die *Analyse der Oberfläche (des DGM)*. Dabei werden mit der Methoden des gleitenden Fensters einzelne Pixel (oder Pixelgruppen) der Oberfläche eines zu untersuchenden Gebietes mit der Umgebung verglichen oder mit Hilfe eines Algorithmus Indizes berechnet, die als Karte gleicher Werte dargestellt werden kann.

3.1 Methoden zur Analyse des extrahierten Drainagenetzes

3.1.1 Gefälle-Index und Konkavität (Steepness Index and concavity)

Der normalisierte Gefälle-Index (k_{sn}) beschreibt das dynamische Equilibrium von Flusslängsprofilen (e.g., Kirby and Whipple, 2001, 2012; Wobus et al., 2006; Whittaker et al., 2008). Bei bekannten Verhältnis zwischen Neigung und Einzugsgebiet wurde von Hack (1957) und (Dorsey & Roering, 2006) folgende Gleichung zur Beschreibung eines ausgeglichenen Flussprofils angegeben:

$$S = k_s * A - \theta \quad (1)$$

mit

$$k_s = (U / K)^{1/n} \quad (2)$$

(S - lokales Fluss-Gefälle, θ - Konkavität des Flusskanals, k_s - Gefälle-Index, A - Einzugsgebiet des Oberlaufs, U - Hebungsrate des Gebietes, K – Größenkoeffizient der Erosion).

Der normalisierte Gefälle-Index k_{sn} kann genutzt werden, wenn k_s und θ eindeutig korrelieren (Wobus et al. 2006). Die Fluss-Längsprofile wurden mit TecGem analysiert. Die normalisierten Gefälle-Indizes wurden mit Gleichung (2) durch die Regression konkaver Segmente des Gefälles gegen das Einzugsgebiet in logarithmischen Plots berechnet. Als Referenz-Konkavität wurde $\theta_{ref} = 0.45$ nach Kirby & Whipple (2001) und (Wobus et al. (2006) genutzt. Prominente Knickpunkte oder Anomalien der Konkavität können in den Fluss-Längsprofilen direkt festgestellt werden. Darüber hinaus können in dem logarithmischen Plot auch geringere Anomalien des Gefälles detektiert werden. Für jedes bearbeitete Fluss-Längsprofil wurden verschiedene lineare Regressionen an die abrupten Wechsel des Gefälle-Gradienten angepasst. Die sich daraus ergebenden Segmente und assoziierten k_{sn} -Werte wurden anschließend in Karten dargestellt.

3.1.2 Knickpunkte

Zunächst wird das extrahierte Profil eines Flusses auf sogenannte Knickpunkte oder Knickzonen untersucht. Ein ideales Flussprofil, welches sich unabhängig von äußeren Einflüssen, wie Tektonik, wechselnder Lithologie oder Klimavariationen entwickelt, hat einen steilen Oberlauf und wird dann in einer insgesamt konkaven Form zur Mündung hin immer flacher, wobei gleichzeitig die Fläche des Einzugsgebiets größer wird (Mudd et al., 2014).

Tektonische Bewegungen, insbesondere Hebung oder Senkung des Vorfluters führen zu einer Veränderung dieser Profilform. Wird ein Stromgebiet relativ zum Einzugsgebiet des betrachteten Flusses abgesenkt, so beginnen sich die Gewässer des Einzugsgebietes tiefer einzuschneiden. Dabei spielt es keine Rolle, ob das

Stromgebiet tatsächlich (absolut) abgesenkt wurde, oder ob der (tektonische) Block des Einzugsgebietes gehoben wurde. Die verstärkte Einschneidung beginnt an der Grenze des flussabwärtigen Stromgebietes, wo sich infolge der Störung eine drastische Erhöhung des Flussgradienten ergibt. Dieses besonders steil abfallende Segment wandert infolge der rückschreitenden Erosion den Fluss hinauf in das Einzugsgebiet. Der Wechsel zwischen dem oberen, noch nicht beeinflussten Flussprofil, und dem unteren, deutlich tiefer eingeschnittenen Profil, äußert sich in einem Knick (Knickpunkt) oder einer Zone in der das Profil eine konvexe Form annimmt (Knickzone).

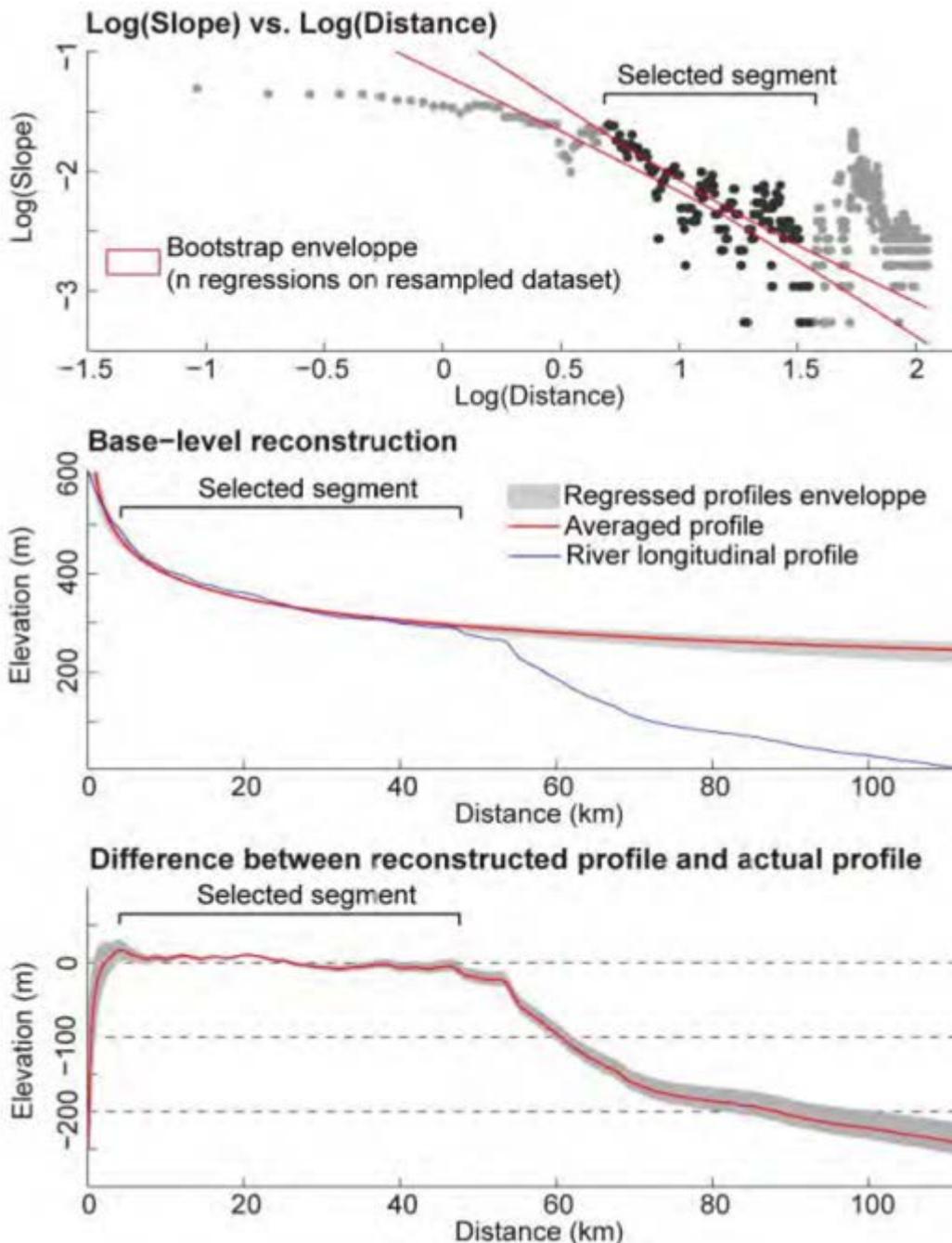


Abbildung 2: Rekonstruktion des ursprünglichen Flussprofils mit linearer Regression in einem log(Gefälle)-log(Entfernung)-Diagramm („Bootstrap“ Methode) – modifiziert nach Andreani in Stanek et al. (2016). (oben) Log(Gefälle) gegen log(Entfernung). (Mitte) Rekonstruktion des ursprünglichen Flussprofils. (unten) Differenz zwischen rekonstruiertem Profil und dem aktuellen Profil (siehe den Text für eine vollständige Erklärung).

Um zu bestimmen, wie weit sich der Block gehoben hat, wird das reale Flussprofil mit einem idealen Flussprofil verglichen. Dazu muss zuerst das ursprüngliche Profil rekonstruiert werden. Zu berechnen ist also die Neigung des Flusses an jedem Punkt (Abbildung 2 oben).

Abbildung 2 zeigt eine mögliche Rekonstruktion eines Profils. Der mittlere Graph zeigt das unbeeinflusste, rekonstruierte Profil eines Flusses (rot) im Vergleich zum tatsächlichen Flusslauf. Bei knapp 60 km Distanz von der Quelle erfolgt eine offensichtliche Änderung im Gefälle, also ein Knickpunkt. Unterhalb davon ist der Fluss tiefer eingeschnitten. In Abbildung 2 (unten) wird die Differenz zwischen berechnetem und realem Flusslauf mit Fehlerbereich (grau) dargestellt.

Die Ursache für die Abweichung vom Idealprofil kann neben tektonischer Hebung sowohl in einem lithologischen Wechsel des erodierten Untergrunds, einer störungsbedingten Schwächezone im Gesteinsverband, oder auch anthropogenen Einflüssen liegen (Stanek et al., 2016). Häufig sind Knickpunkte und konvexe Abschnitte ein konkretes Indiz für neotektonische Aktivität, müssen zuvor jedoch im GIS mit bekannten tektonischen Strukturen sowie der Geologie abgeglichen werden, um ihre Aussagefähigkeit zu überprüfen.

Für die Rekonstruktion von Flussprofilen stehen in TecGEMs zwei Methoden zur Verfügung.

3.1.3 Slope-Area-Plot

Eine einfache Möglichkeit zur Rekonstruktion von Flussprofilen ergibt sich aus dem Verhältnis des Gefälles zur Größe des Einzugsgebiets. Bei einem Fluss im Gleichgewicht ist allgemein zu beobachten, dass das Gefälle mit zunehmender Größe des Einzugsgebiets abnimmt (Dorsey & Roering, 2006; Mudd et al., 2014). Aufgrund dieses Zusammenhangs ergibt sich ungefähr eine Gerade, wenn man die Neigung gegen das Einzugsgebiet auf einer logarithmischen Skala plottet (Mudd et al., 2014). Das entspricht der konkaven Form eines normalen Flussprofils, mit einem sehr kleinen Einzugsgebiet im Oberlauf, welches zur Flussmündung hin stetig größer wird.

Ein Knickpunkt oder eine Knickzone beeinflusst die Größe des Einzugsgebiets generell nicht, jedoch ist unterhalb eines Knickpunkts das Flussgefälle größer, als es die Beziehung von Gefälle zu Einzugsgebiet (slope-area) erwarten lässt. Diese Beziehung lässt sich durch die Gleichung (1) beschreiben.

Basierend auf dieser Gleichung kann also das Profil eines Flusses, wie es unabhängig von tektonischen Einflüssen aussehen würde, rekonstruiert werden. Da die Größe des Einzugsgebietes und die Länge des Flusses ebenfalls voneinander abhängen (Eq.3), ergibt auch die logarithmische Darstellung von Länge gegen Einzugsgebiet eine Gerade (Hack, 1957). Das Vergleichsprofil kann folglich ebenfalls mit Hilfe des Potenzgesetzes zwischen Steigung und Entfernung des Flusses berechnet (Hack, 1957):

$$S = i \times D^j \quad (3)$$

(S - lokales Fluss-Gefälle; D - Entfernung von der Wasserscheide/Mündung).

„i“ und „j“ sind vom Flusslauf abhängige Parameter, welche aus dem Profil des oberen, i.d.R. unbeeinflussten Flusslaufs mittels „bootstrapping“ gewonnen werden (Andreani et al., 2014; Andreani in Stanek et al., 2016). Die Kalkulation des idealen Flussprofils erfolgt in TecGEMs automatisch auf Basis eines vom Anwender gewählten Segments, das im unbeeinflussten Oberlauf des Flusses liegt.

In Abbildung 3 ist das Flussprofil der Ilse im Nordharz als Beispiel abgebildet. Die grüne Linie zeigt die wachsende Größe des Einzugsgebiets mit Annäherung an die Mündung der Ilse, wobei die „Knicke“ in der Rekonstruktion durch sprunghaften Zuwachs des Einzugsgebiets, z. B. an der Mündung von Nebenflüssen, zustande kommen. Das Profil (rote Linie) zeigt das Gefälle im Verhältnis zum Einzugsgebiet. Der Knickpunkt steht offensichtlich in keinem Zusammenhang mit der Fläche des Einzugsgebiets. Die breite blaue Linie stellt das rekonstruierte Flussprofil oberhalb des Knickpunktes dar.

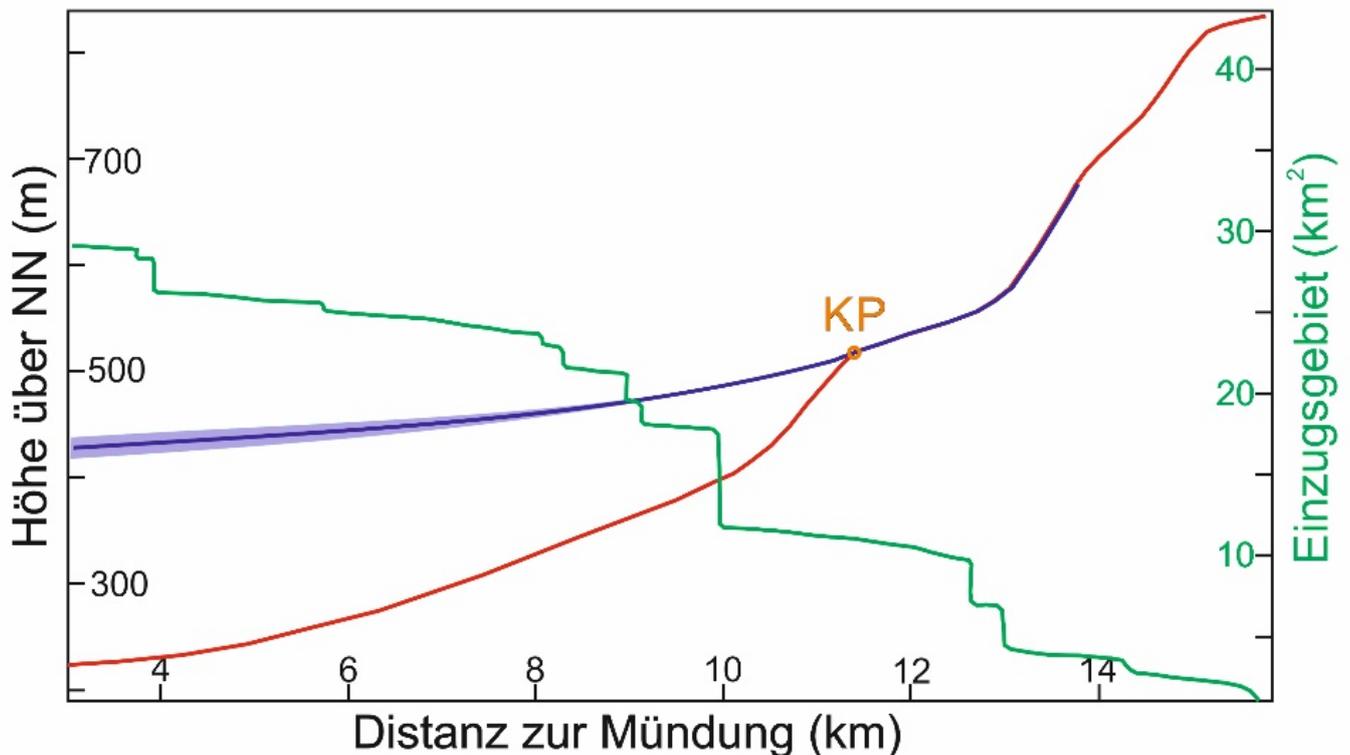


Abbildung 3: Rekonstruiertes Flussprofil der Ilse (Nordharz). Die grüne Linie zeigt die Zunahme des Einzugsgebiets in Richtung Mündung. Die rote Linie ist das reale Fluss-Längsprofil. Die dunkelblaue Linie ist das rekonstruierte Flussprofil (mit Fehlerbereich in hellblau) vor rückschreitender Erosion und der Bildung des Knickpunktes „KP“.

3.1.4 Chi-Plot / Chi-Gradient

Eine weitere Möglichkeit der Charakterisierung eines Fluss-Längsprofils bietet die Erstellung eines Chi-plots. Dieser erlaubt sowohl die Bestimmung von Abweichungen im Flussprofil, als auch die Rekonstruktion des idealen Flussprofils. Hierfür wird zunächst ein System im „steady-state“ angenommen, also ein System in dem die tektonische Hebung durch Erosion ausgeglichen wird (Mudd et al., 2014; Andreani in Stanek et al., 2016). Nach dem stream-power-law des Gefälles (Gleichung 4) wird das Flussprofil durch folgende Gleichung beschrieben (Mudd et al., 2014; Whipple & Tucker, 1999):

$$\frac{dz}{dx} = \left(\frac{U}{K}\right)^{1/n} A(x)^{-m/n} \quad (4)$$

(dz/dx – Neigung des Profils; U - Hebungsrate (uplift rate); K - Koeffizient der Erodierbarkeit, welcher Variationen des Klimas, Lithologie und andere Faktoren umfasst; A - Fläche des Einzugsgebietes; m und n sind empirisch abgeleitete Koeffizienten (Mudd et al., 2014; Andreani in Stanek et al., 2016)).

Dabei entspricht das Verhältnis von $-m/n$ dem Anstieg der Geraden, welche sich aus der logarithmischen Darstellung der Gewässer-Neigung gegen das Einzugsgebiet ergibt (siehe Slope-Area-Plot). Abweichungen von der Geraden deuten also auf tektonische Ursachen hin. Da diese Methode gerade bei der Verwendung von DGM zu diversen Problemen führen kann (Stanek et al. 2016), wurde hier ein Chi-Plot verwendet. Dabei wird die Neigung dz/dx durch die Höhe ersetzt und gegen ein räumliches Integral des Einzugsgebietes (im Folgenden χ) geplottet. Die Haupt- und Nebenflüsse eines im Gleichgewicht stehenden Einzugsgebietes bilden im Chi-Plot beim richtigen Wert für m/n eine Gerade.

Die Neigung dieser Geraden entspricht dem Verhältnis

Veränderungen der Hebung U oder der Erodierbarkeit K führen folglich zu einer Änderung der Neigung im Chi-Plot und weisen wiederum auf tektonische, lithologische, klimatische oder durch andere Faktoren beeinflusste Bereiche im Flussprofil hin. Weil es für die Berechnung von χ notwendig ist, die Parameter m und n zu kennen, wird das Profil für zahlreiche Werte von m/n zwischen 0 und 1 berechnet und vom Anwender der Wert gewählt, der die beste („geradeste“) Darstellung im Chi-Plot ergibt.

3.1.5 Isobasen-Karten

Das digital extrahierte Drainagenetz bietet mehrere Möglichkeiten für weiterführende Analysen. Eine wichtige Anwendung in der Analyse des Drainagenetzes ist das Erstellen einer Isobasenkarte. Dabei werden die Flüsse in Strahler-Ordnungen klassifiziert. Die Höhe sämtlicher Flussläufe einer Strahler-Ordnung wird ermittelt und die Flächen zwischen den Flussläufen interpoliert. Durch die Interpolation der Basislinien von Flüssen gleicher Strahler-Ordnung wird eine Oberfläche geschaffen, die auf das gleiche Erosionsereignis zurückzuführen ist. Die Isobasen-Karten verringern das „topographische Rauschen“, welches durch Flüsse geringerer Ordnung (meist 1. Ordnung) hervorgerufen wird (Abbildung 4). Die Isobasenkarten betonen topographische Anomalien, die durch aktive tektonische Strukturen oder scharfe lithologische Wechsel verursacht werden (Golts & Rosenthal, 1993; Grohmann et al., 2007). Die Isobasenkarte gibt Aufschluss über das lokale Niveau von Flussläufen. Hohe Gradienten im Isobasen-Niveau weisen auf tektonische oder lithologische Einflüsse hin, welche genauer betrachtet werden sollten.

Des Weiteren dient es dazu, die Größe und Form der Einzugsgebiete von Flüssen zu ermitteln (siehe Abschnitt Beckenasymmetrie) und Rückschlüsse daraus zu ziehen. Zudem lassen sich einzelne Flüsse aus dem Netzwerk extrahieren und gesondert betrachten.

Das Drainagenetz ist aufgrund seiner schnellen und direkten Reaktion auf tektonische Einflüsse besonders wichtig für deren Rekonstruktion. Zur Betrachtung des Drainagenetzes wurde zunächst eine Isobasenkarte der Flüsse erzeugt. Die Basis bildete ein aus den 10-Meter Daten extrahiertes Drainagenetz. Extrahiert wurden alle Flüsse mit einem Einzugsgebiet von mindestens einem Quadratkilometer und einer Länge von mindestens einem Kilometer.

Im Anschluss wurden alle Flussprofile, die einen gemeinsamen Vorfluter (hier einen Fluss höherer Ordnung) haben, zu Gruppen („subsets“) zusammengefasst. Jedes Flussprofil wurde auf Knickpunkte und konvexe Abschnitte überprüft und diese markiert. Die Knickpunkte wurden mit der geologischen Karte und anderen Kartenwerken (Google maps) abgeglichen, um auszuschließen, dass die Entstehung der Knickpunkte lithologische (Gesteinswechsel im Untergrund) oder anthropogene (Staudämme etc.) Ursachen haben. Alle nicht auf diese Weise ausgeschlossenen Knickpunkte wurden auf einer Karte markiert.

3.2 Oberflächen-Analyse (Dynamische Karten)

3.2.1 Hypsometrisches Integral / Elevation Relief Ratio

Das Hypsometrische Integral (HI), auch unter dem Namen „Elevation Relief Ratio“ bekannt (Gleichung 5), gibt die Verteilung von Volumen oberhalb einer basalen Referenzfläche an (Andreani et al., 2014). Es wird mithilfe der Gleichung

$$HI = \frac{h_{mean} - h_{min}}{h_{max} - h_{min}} \quad (5)$$

aus der mittleren Höhe h_{mean} , der maximalen Höhe h_{max} und der niedrigsten Höhe h_{min} berechnet. Das HI wird für jeden Pixel einzeln in Bezug auf eine umgebende Fläche (gleitendes Fenster - moving window) berechnet.

Folglich hat ein Bereich (ein Pixel) oberhalb einer Klippe ein sehr hohes HI und ein Pixel am Fuß der Klippe ein sehr niedriges, da jeweils die durchschnittliche Höhe des gesamten „moving window“ betrachtet wird.

Bei Prozessen auf sehr langen Zeitskalen spielt die einschneidende Erosion durch Drainagesysteme eine untergeordnete Rolle. Hier hat die Erosion einen glättenden Effekt auf die Morphologie. Sie erodiert bevorzugt Gebirge und Hochflächen, wohingegen große, ebene Flächen nur schwach betroffen sind. Daraus lässt sich als grober Trend ableiten, dass es sich bei sehr „ungleichen“ Oberflächen (in Bezug auf das Referenzniveau) um junge Topographie handelt. Dadurch lässt sich aus der Hypsometrischen Karte grob das Alter der Morphologie ablesen. Bereiche mit einem hohen Gradient im HI sind demnach mit hoher Wahrscheinlichkeit die Folge jüngerer tektonischer Prozesse. Das Hypsometrische Integral findet vor allem in Kombination mit der Untersuchung der Oberflächenrauigkeit Anwendung.

3.2.2 Oberflächenrauigkeit

Die Oberflächenrauigkeit SR (surface roughness) beschreibt das Verhältnis der gesamten Fläche eines Untersuchungsgebiets zum Anteil an flachen bzw. horizontalen Flächen an dem Gebiet (Gleichung 6). Sie lässt sich demnach einfach mit dem Quotient

$$SR = \frac{TS}{FS} \quad (6)$$

mit TS (total surface) als Gesamtfläche in km² und FS (flat surface) als flache/horizontale Anteile in km² berechnen (Andreani et al., 2014).

Die Rauigkeit gibt in der Praxis die Höhe des Reliefs, sowie den Grad der Einschneidung durch das Drainagenetz an. Je größer der Wert der Oberflächenrauigkeit ist, desto stärker ist das Gebiet eingeschnitten. Auch hier wird jeder Pixel des DGM in Relation zu einem definierten umgebenden Bereich (gleitendes Fenster) betrachtet. Eine flache Ebene hat eine minimale Oberflächenrauigkeit von 1 (wenn das gesamte Gebiet horizontal liegt), die Ränder der Ebene weisen höhere SR-Werte auf.

3.2.3 Oberflächenindex

Als Kombination aus Hypsometrischem Integral HI und Oberflächenrauigkeit SR wurde zum Zweck neotektonischer Analysen der Oberflächenindex SI (Surface Index, Gleichung 7) eingeführt (Andreani et al., 2014).

Er ist eine dimensionslose Größe, die sich aus folgender Gleichung ergibt:

$$SI = \left(\frac{HI - HI_{min}}{HI_{max} - HI_{min}} \right) \cdot \left(\frac{SR - SR_{min}}{SR_{max} - SR_{min}} \right) \quad (7)$$

Der Oberflächenindex kombiniert somit die absolute Höhe, das Hypsometrische Integral und die Oberflächenrauigkeit zu einem einzigen Wert. Positive Oberflächenindex-Werte weisen auf eine herausgehobene, schwach eingeschnittene Oberfläche mit hohem Hypsometrischen Integral und niedriger Oberflächenrauigkeit hin. Negative SI-Werte hingegen treten in Gebieten mit hoher Oberflächenrauigkeit sowie in stark hebungsabhängigen Gebieten auf.

Die Zusammenfassung von HI und SR zu einem einzigen, dimensionslosen Kennwert (Oberflächenindex), hat in der Praxis den Vorteil, dass der SI in Form einer Karte dargestellt werden kann. Aus dieser Karte sind Inhomogenitäten im SI direkt abzulesen, welche wiederum auf tektonische Aktivität hindeuten. Die Karte kann im Anschluss mit bereits bekannten tektonischen Strukturen abgeglichen werden. Unregelmäßigkeiten, die nicht auf andere geologische Ursachen zurückgehen, weisen auf junge, ggf. neotektonische Prozesse hin.

Mit der Größe des betrachteten Fensters können die Ergebnisse der Berechnungen von HI, SR und SI variieren. Die Wahl dieses Parameters hängt vom Anwender und davon ab, welche Phänomene hervorgehoben werden sollen. Die Daten von HI und SR, sowie die in Form des DGM gegebene Topographie werden vom Anwender für die Stellung einer SI-Karte gewählt.

Die Anwendung dieser Oberflächenanalysen (HI, SR und SI) dient der Lokalisierung von Einebnungsflächen, die im Anschluss mit Streifenprofilen weiter untersucht werden.

3.2.4 Lokales Relief und Relief-Anomalie (Local Relief and Relief Anomaly)

Das Lokale Relief LR ist die Differenz zwischen dem Maximum der topographischen Höhe (Gebirgsrücken) und dem Basis-Niveau der großen Flüsse (Talboden) in einer vorbestimmten oder begrenzten Fläche (Ahnert, 1970, 1984; weitere Zitate hier; Montgomery & Brandon, 2002). Das Lokale Relief LR ergibt sich für ein bestimmtes Gebiet aus der Gleichung (8):

$$LR = h_{max} - h_{min} \quad (8)$$

Die höchsten Werte ergeben sich für flache und herausgehobene Oberflächen. Das Lokale Relief kann wie andere geomorphologische Indikationen für die Abschätzung der Denudationsrate genutzt werden (Montgomery & Brandon, 2002). Ahnert (1970) hob hervor, dass eine lineare Beziehung zwischen der Erosionsrate und dem mittleren Lokalen Relief eines Drainage-Beckens in Mittelgebirgshöhe existiert. Im vorliegenden Projekt wurde für die Berechnung und Darstellung des Lokalen Reliefs ein gleitendes Fenster von 1000 x 1000 Pixeln genutzt.

3.2.5 Topographischer Positionsindex (Topographic Position Index)

Die eine Landschaft gestaltenden Erosions- und Sedimentationsprozesse sind sehr stark von der topographischen Position abhängig: Bergspitze, Talboden, herausgehobener Rücken, flache Ebene, unterer oder oberer Hang (Weiss, 2001). Weiss (2001) berechnete den Topographischen Positionsindex (TPI) aus der Höhe jeder Zelle des DGM im Vergleich zur mittleren Höhe einer spezifizierten Nachbarfläche um die Zelle. Er teilte die Index-Werte in drei Klassen: Positive TPI-Werte repräsentieren Gebiete, die höher als die durchschnittlichen Nachbargebiete liegen (Bergrücken); negative TPI-Werte repräsentieren Gebiete, die tiefer als die durchschnittlichen Nachbargebiete liegen (Täler). TPI-Werte nahe Null stehen entweder für flache Gebiete (mit einer Neigung nahe Null) oder für Gebiete mit konstanter Hangneigung (Hangneigung bedeutend größer als Null) (Weiss, 2001).

3.3 Topographische Streifenprofile

Topographische Streifenprofile („Swath profiles“) fassen Höhendaten aus einer komplexen Landschaft zu einem Einzelprofil zusammen (z. B. Isacks 1992; Masek et al. 1994; Duncan et al. 2003; Andreani et al. 2014). Bei topographischen Streifenprofilen („swath profiles“) handelt es sich um Profile, die, im Unterschied zu einem klassischen topographischen Profil, einen beliebig breiten, rechteckigen Streifen eines Gebiets abbilden. Dabei wird für jedes Pixel auf dem Profil ein quer dazu verlaufendes Profil von der Breite des Streifens zusammengefasst. Auf dem Profil werden üblicherweise der höchste und niedrigste Punkt des abgedeckten Bereichs sowie deren Mittelwert abgebildet. Zudem können mehrere parallele Einzelprofile abgebildet werden, um ggf. ebene Flächen auf mittleren Niveaus sichtbar zu machen. Die Linie der niedrigsten Topographie entspricht somit den Flusstälern, also den jüngsten (am stärksten erodierten) Strukturen, im vom Streifen abgedeckten Gebiet. Über die Linie mit der höchsten Topographie lässt sich die reliktsch erhaltene Erosionsfläche vor der Einschneidung durch das Drainagenetz, also die älteste noch nicht erodierte Oberfläche, rekonstruieren. Diese Oberfläche kann eine Paläo-Oberfläche darstellen, deren Lage (Höhe und Neigung) Auskunft über später abgelaufene Erosionsprozesse, sowie tektonische Aktivitäten geben kann (Stanek et al., 2016). Die Differenz zwischen maximaler und minimaler Höhe zeigt außerdem den Grad der Einschneidung des Drainagenetzes.

4 Ergebnisse der geomorphologischen Analyse

4.1 Analyse des Drainagenetzes

Es wurden 4298 Wasserläufe vom Vogtland-Erzgebirge (2923) bis in die östliche Oberlausitz (1375) untersucht. Das gesamte Gebiet wurde nach generellen Abflussrichtungen der Flüsse 2. Strahler-Ordnung gegliedert. Das westliche und mittlere Erzgebirge zeigt zwei Fließrichtungen. Die südwestliche Richtung ist ausschließlich mit den rechten Nebenflüssen der Weißen Elster assoziiert. Die meisten Fließrichtungen weisen nach NE, möglicherweise infolge einer NE-Block-Kippung. Östlich von Chemnitz können drei Abflussrichtungen ausgehalten werden. Die südwestliche Richtung ist auf die parallelen, rechten Nebenflüsse der Flöha beschränkt. Im Gebiet zwischen der Kammregion, Freiberg und Döbeln sind sehr lange Flüsse mit NNW-licher Fließrichtung ausgebildet. Mit Annäherung an das Elbtal schwenkt die Fließrichtung – zum Teil mit einem deutlichen Knick im Flusslauf nach NE um. Dieses „Umknicken“ der Fließrichtung kann von der Kammregion des Erzgebirges (Altenberg) bis in dem Raum nordwestlich Meißen beobachtet werden. Das bedeutet, dass die Elbe sich relativ jung und schnell in das Gebiet eingeschnitten hat und die Nebenflüsse aus dem vorhandenen Drainagenetz übernommen hat („captured“). Ein Beispiel für solch einen gravierenden Richtungswechsel ist die Wilde Weißeritz. Die Weißeritz entwässerte ursprünglich nach NW in die Wilde Sau bei Wilsdruff. Heute biegt die Weißeritz in Tharandt fast rechtwinklig in ihr neues Bett Richtung Freital ab, durchbricht die Monzonite des Meißener Massives und mündet in die Elbe. Die Flutebene der Elbe weist geringe ksn-Werte auf, die sich auch in die Lausitz verfolgen lassen. Die hier vorherrschenden Werte um sieben zeigen an, dass die Gewässer das Equilibrium erreicht haben.

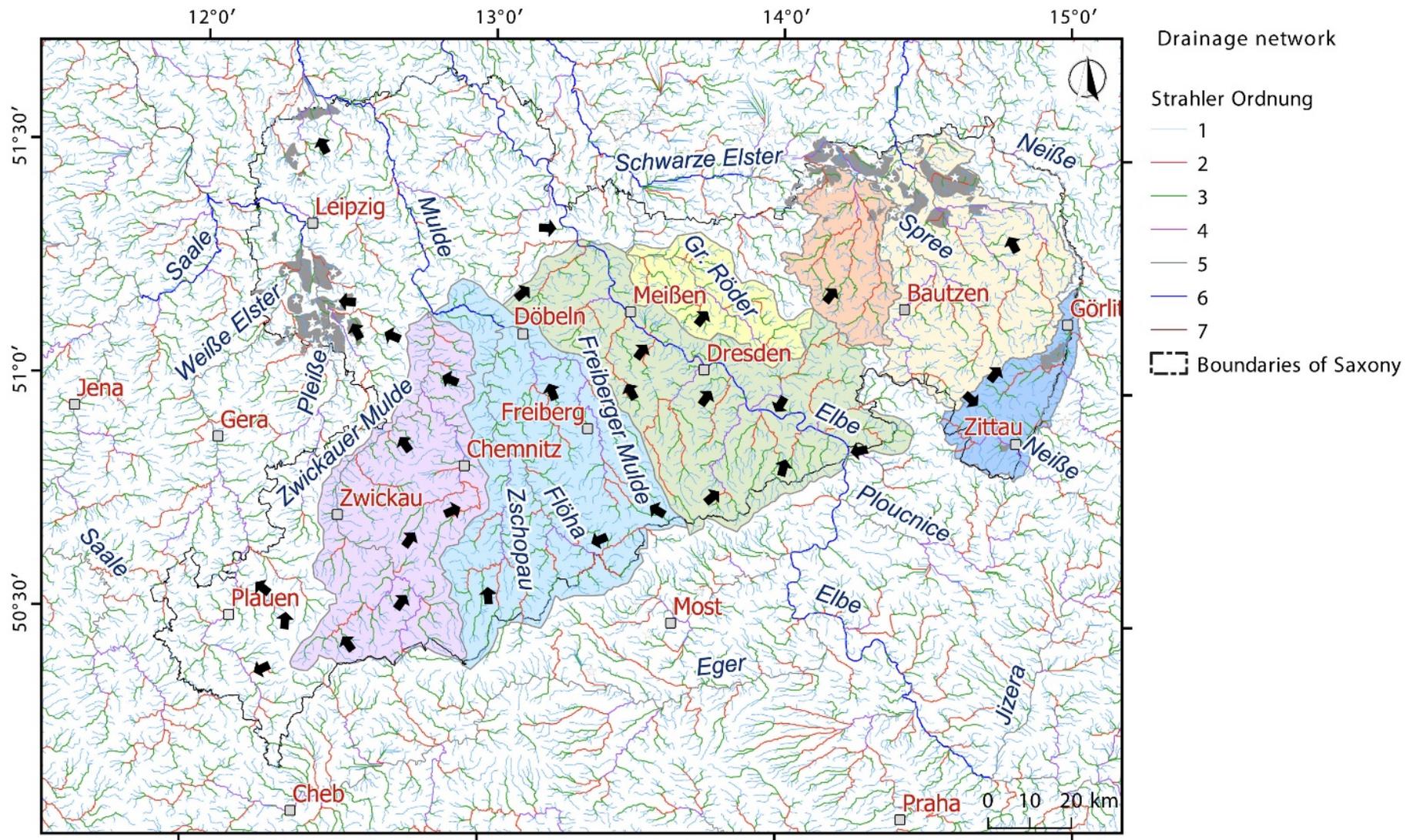


Abbildung 4: Generalisierte Fließrichtungen des Drainagenetzwerkes ab der 1. Ordnung in Sachsen und Gliederung der bearbeiteten Einzugsgebiete. Die als Subsets bezeichneten Einzugsgebiete S3 (Zwickauer Mulde-Chemnitz), S4 (Flöha-Zschopau), S5 (Weißeritz-Elbe), S6 (Große Röder), S1-L (Schwarze Elster), S2-L (Spree) sowie S3-L (Mandau) werden im Text beschrieben (siehe auch Anlage 20).

4.1.1 Ergebnisse der Analyse von Fluss-Längsprofilen

Mit dem Ziel, die Fluss-Längsprofile (FLP) zu generalisieren, wurde das Drainagenetz Sachsens in Einzugsgebiete (subsets) gegliedert. In den subsets 1 und 2 wurden die Flüsse der 3. und 4. Strahler-Ordnung mit analysiert. Es konnten keine eindeutigen Aussagen zur Becken-Asymmetrie gemacht werden, deshalb werden diese Ergebnisse nicht diskutiert. In den subsets 3, 4, 5, 6 sowie SL-1 bis SL-3 sind ausgewählte Einzugsgebiete mit den Strahler-Ordnungen 1-6 dargestellt. Im Folgenden sind 49 charakteristische Beispiele aus dem Erzgebirge und der Lausitz dargestellt (Tabelle 1). Die FLP sind gleichzeitig die Grundlage zur Rekonstruktion des Basis-Niveaus. Dafür wurde in den Chi-Plots ein m/n -Quotient von 0,75 genutzt. In den Chi-Plots wurden die Knickpunkte als schwarze Punkte markiert. Die Knickpunkte mit einer Nummer >40 wurden für die Konstruktion der Basis-Niveaus genutzt (siehe Abbildung 5 bis Abbildung 17).

Tabelle 1: Zusammenfassung des modellierten Basis-Niveaus (BN) für ausgewählte Flüsse

Erzgebirge und Elbtal								
Flussprofil	BN-1 (m)	BN-2 (m)	BN-3 (m)	BN-4 (m)	BN-5 (m)	BN-6 (m)	BN-7 (m)	Name des Gewässers
Subset 3								
Profil 1	451	541	615					Zwickauer Mulde
Profil 2	251	301	312					Chemnitz
Profil 3	160	385	442	533				Pöhlwasser
Profil 4	209	247	315	341				Würschnitz
Profil 5	206	251						Hermisdorf-Bräunsdorfer Bach
Profil 8								Erlbach
Profil 10	404	887						Große Mittweida
Subset 4								
Profil 2	135	166	331	565				Freiberger Mulde
Profil 5	135	160	236	308	493			Bobritzsch
Profil 6	164	246	637					Schwarze Pockau
Profil 8	167	211	300	371	604			Preßnitz
Profil 10	133	194	237	291				Kleine Striegis
Profil 11	167	196	384	462				Sehma
Profil 15	135	164	277	428				Chemnitzbach
Profil 16	167	251	327	393	512	638		Schweinitz
Profil 18	135	164	284	390				Colmnitz-Bach
Profil 26	167	218	322	551				Greifenbach
Profil 31	165	219	305	438	509	537		Zschopau
Profil 66	166	250	359	504				Flöha
Profil 155	170	190	223	331	407			Große Striegis
Subset 5								
Profil 2	156	260	348	459				Wilde Weißeritz
Profil 6	65	147						Jahna
Profil 7	143	259	544					Rote Weißeritz
Profil 11	126	167	206					Prießnitz
Profil 13	190	240						Wilde Sau
Profil 16	150	170						Lockwitzbach

Erzgebirge und Elbtal								
Flussprofil	BN-1 (m)	BN-2 (m)	BN-3 (m)	BN-4 (m)	BN-5 (m)	BN-6 (m)	BN-7 (m)	Name des Gewässers
Profil 28	162	212	232	257				Wesenitz
Profil 37	109	145	177	193				Ketzerbach
Profil 47	93	279	494					Müglitz
Profil 64	228	301						Polenz
Profil 166	102	134	226	300				Triebisch
Profil 324	121	250						Gottleuba
Subset 6								
Profil 1	114	141	205	255				Große Röder
Profil 5	117	144	210	232				Steinbach
Profil 7	124	142	165					Promnitz

Lausitz- Zittau								
Flussprofil	BN-1 (m)	BN-2 (m)	BN-3 (m)	BN-4 (m)	BN-5 (m)	BN-6 (m)	BN-7 (m)	Name des Gewässers
Subset 1-L								
Profil 1-1	103	154	208	262				Hoyerswerdaer Schwarzwasser
Profil 1-2	112	129	148	195				Schwarze Elster
Profil 1-3	113	182	195					Klosterwasser
Profil 1-7	109	131						Südgraben
Profil 1-8	123	164	170	196				Milkwitzer Wasser
Profil 1-59	122	166						Langes Wasser
Subset 2-L								
Profil 2-1	110	120	167	208	222	290	337	Spree
Profil 2-3	128	259						Schwarzer Schöps
Profil 2-5	114							Kleine Spree
Profil 2-12	120	143	136	156				Weißer Schöps
Profil 2-35	90	113	155	228	274			Löbauer Wasser
Profil 2-80	110	117	157	188				Buchholzer Wasser
Subset 3-L								
Profil 3	168	251						Landwasser
Profil 3-10	169	203	300					Mandau
Profil 3-21	176	245						Pließnitz

Die Profile für das Einzugsgebiet subset 3 mit den größten Flüssen Zwickauer Mulde und Chemnitz sind in Abbildung 5 und Abbildung 6 dargestellt. Anhand der Chi-Plots konnten verschiedene Basis-Niveaus modelliert werden: 160 m, 200-250 m, 300 m, 400-450 m, 550-600 m und 800 m (üNN) (siehe Tabelle 1). Das zweitniedrigste Basis-Niveau (200-250 m) entspricht etwa der Höhe der Vorerzgebirgssenne. Die obersten Basis-Niveaus (800 m) gruppieren sich um das Eibenstock-Hoch, es sind die ältesten Basis-Niveaus.

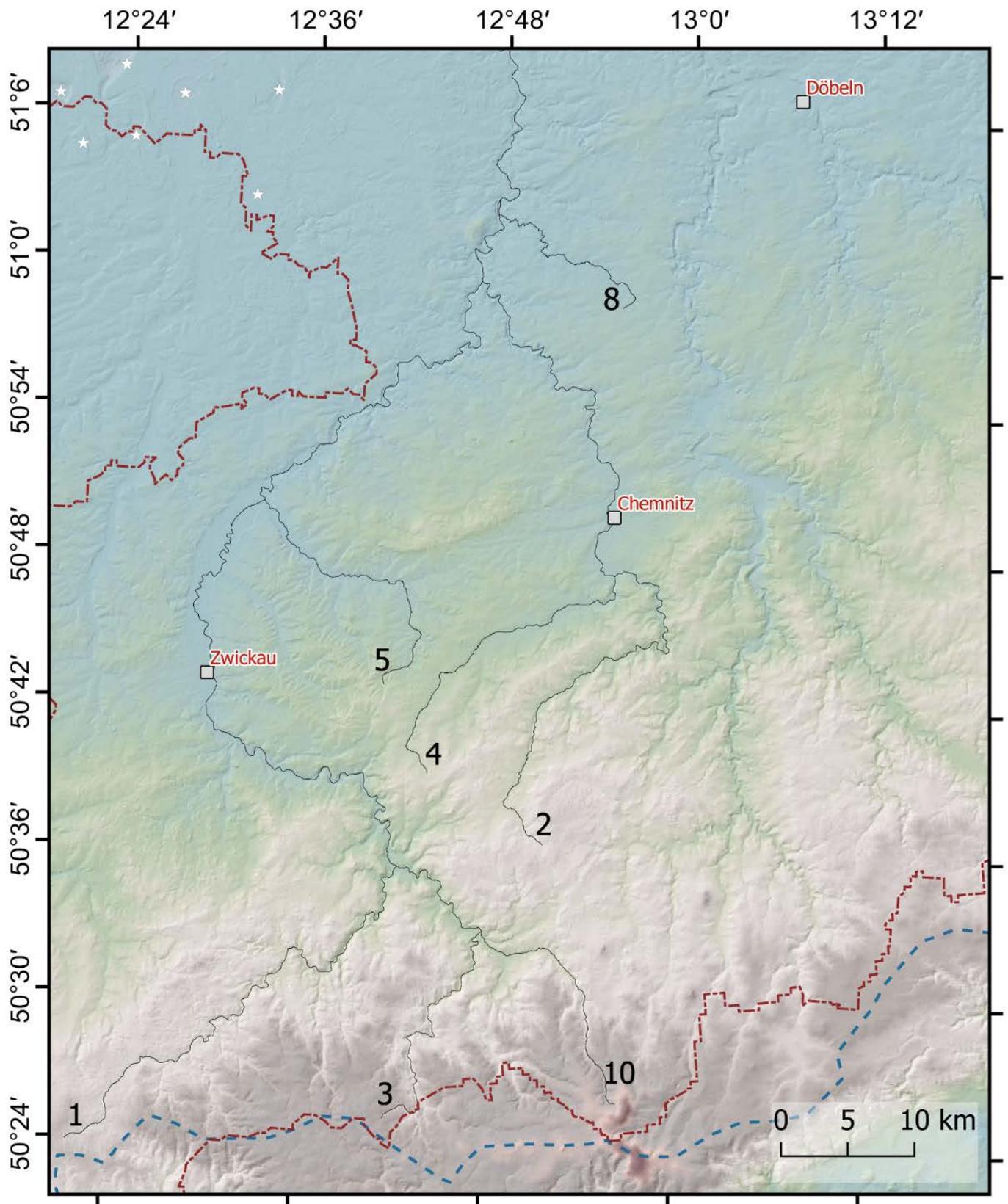


Abbildung 5: Ausgewählte Flüsse für die Rekonstruktion des Basis-Niveaus in subset 3 (West-erzgebirge), 1 – Zwickauer Mulde, 2 – Chemnitz, 3 - Pöhlwasser, 4 – Würschnitz, 5 – Hermsdorf-Bräunsdorfer Bach, 8 – Erlbach, 10 – Große Mittweida.

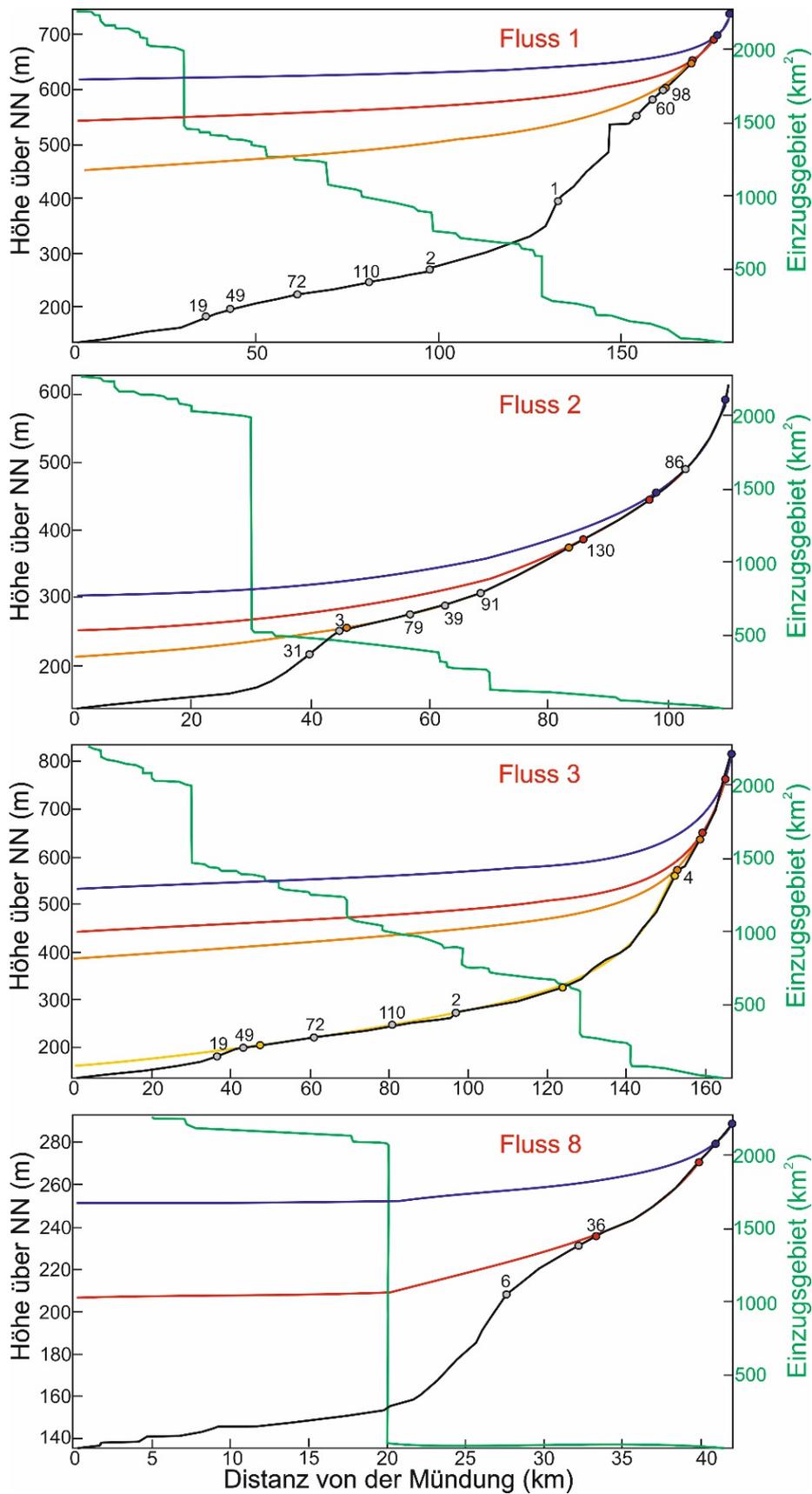


Abbildung 6: Rekonstruktion der Basis-Niveaus und Knickpunkte für subset 3 (Westerzgebirge). Schwarze Linie ist das Flusslängsprofil; Punkte auf dem FLP entsprechen Knickpunkten in den Farben des zugehörigen Basis-Niveaus; grüne Linie – Fläche des Einzugsgebietes; blaue, rote, orange, gelbe Linie – verschiedene Basis-Niveaus (siehe auch Tabelle 1).

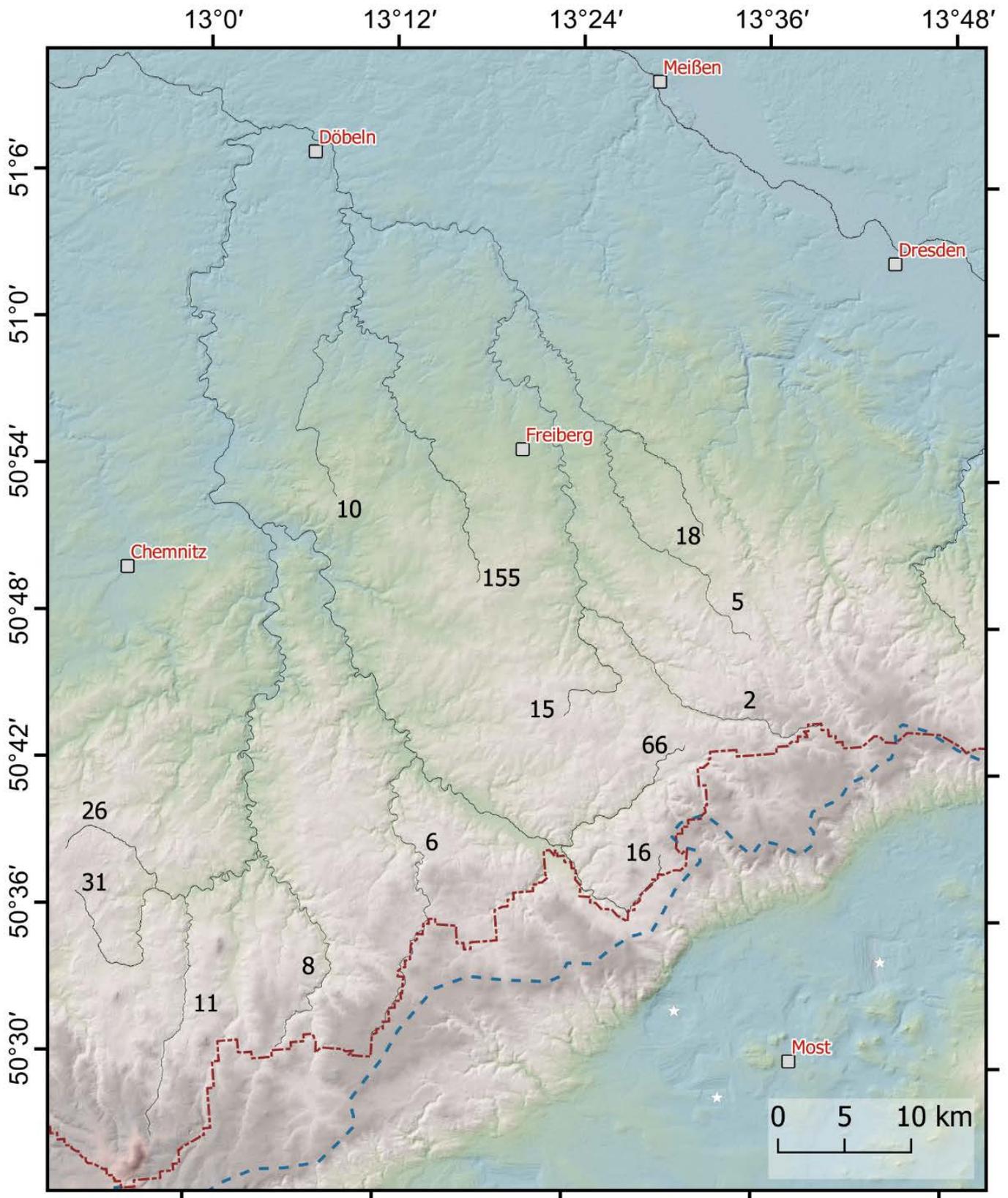


Abbildung 7: Ausgewählte Flüsse für die Rekonstruktion des Basis-Niveaus in subset 4 (Osterzgebirge); Name der Flüsse siehe Tabelle 1.

Im Einzugsgebiet Osterzgebirge (subset 4) wurden 13 Flüsse einschließlich der Zschopau und der Freiberger Mulde ausgewählt (Abbildung 7, Abbildung 8 und Abbildung 9). Anhand der Chi-Plots konnten verschiedene Basis-Niveaus modelliert werden: 170 m, 200-250 m, 300-350 m, 400-440 m, 500-550 m und als ein-

zelenen Wert 600 m (üNN) (siehe Tabelle 1). Das mittlere Niveau um 300-350 m liegt etwa auf der Höhe der nordwestlichen Erzgebirgsfront. Das zweitniedrigste Basis-Niveau (200-250 m) entspricht etwa der Höhe der Knickpunkte im nördlichen Granulitgebirge. Das unterste Basis-Niveau liegt am Beginn des nordsächsischen Flachlandes.

Die ausgewählten FLPs 26, 11, 16, 155, 2 und 18 sind repräsentativ für das gesamte Einzugsgebiet. Alle FLP weisen mehr als 4 ältere Basis-Niveaus auf, nur Fluss 6 hat drei ältere Basis-Niveaus (siehe Tabelle 1). Generell liegen die Höhen für die Basis-Niveaus niedriger als im Einzugsgebiet des Westerzgebirges. Diese Höhendifferenz ist wahrscheinlich durch eine geringere Heraushebung im östlichen Erzgebirge begründet.

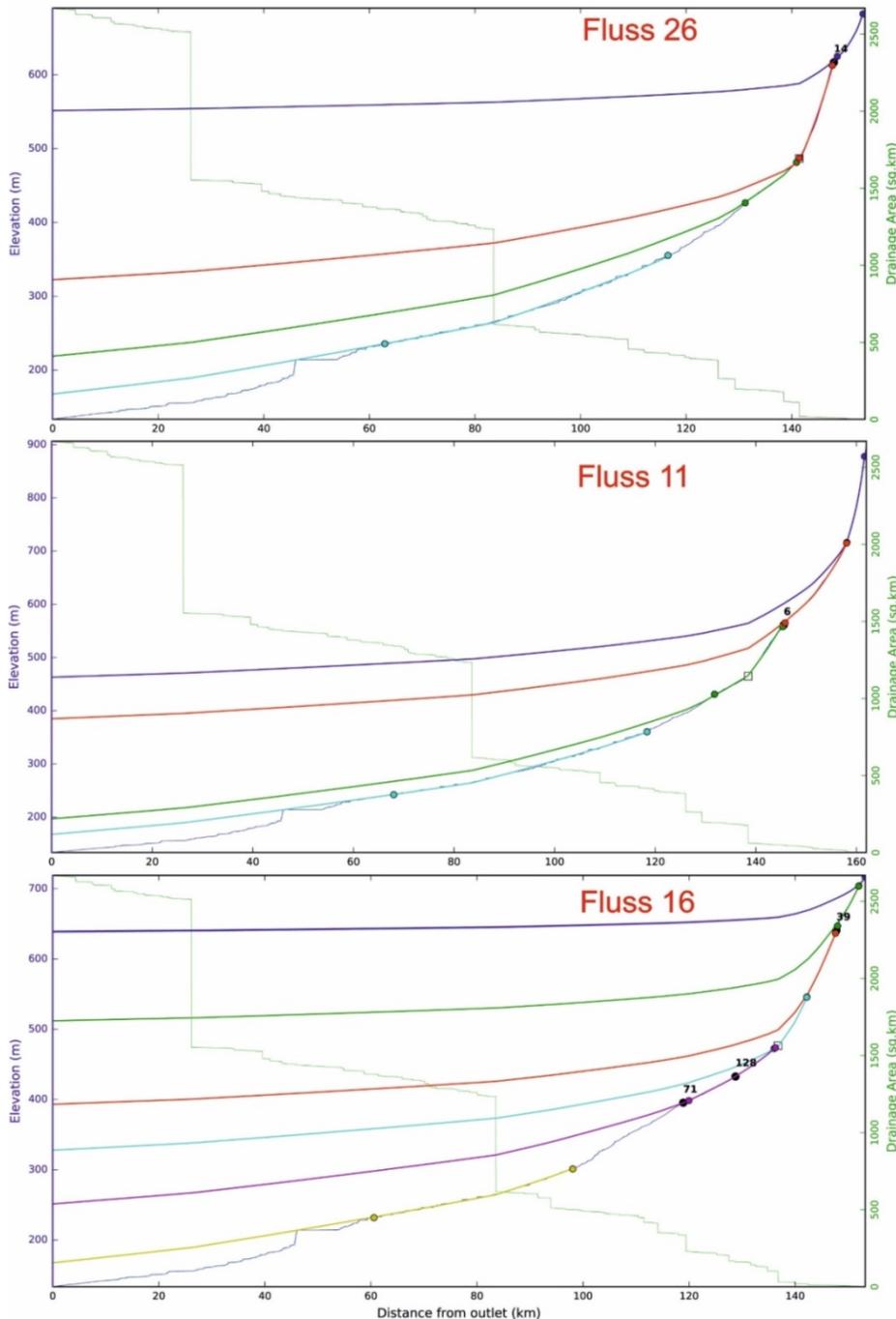


Abbildung 8: Rekonstruktion der Basis-Niveaus und Knickpunkte für subset 4 (Osterzgebirge). Schwarze Punkte – Knickpunkte; dünne grüne Linie – Fläche des Einzugsgebietes in km²; dicke blaue Linie – oberes älteres Basis-Niveau.

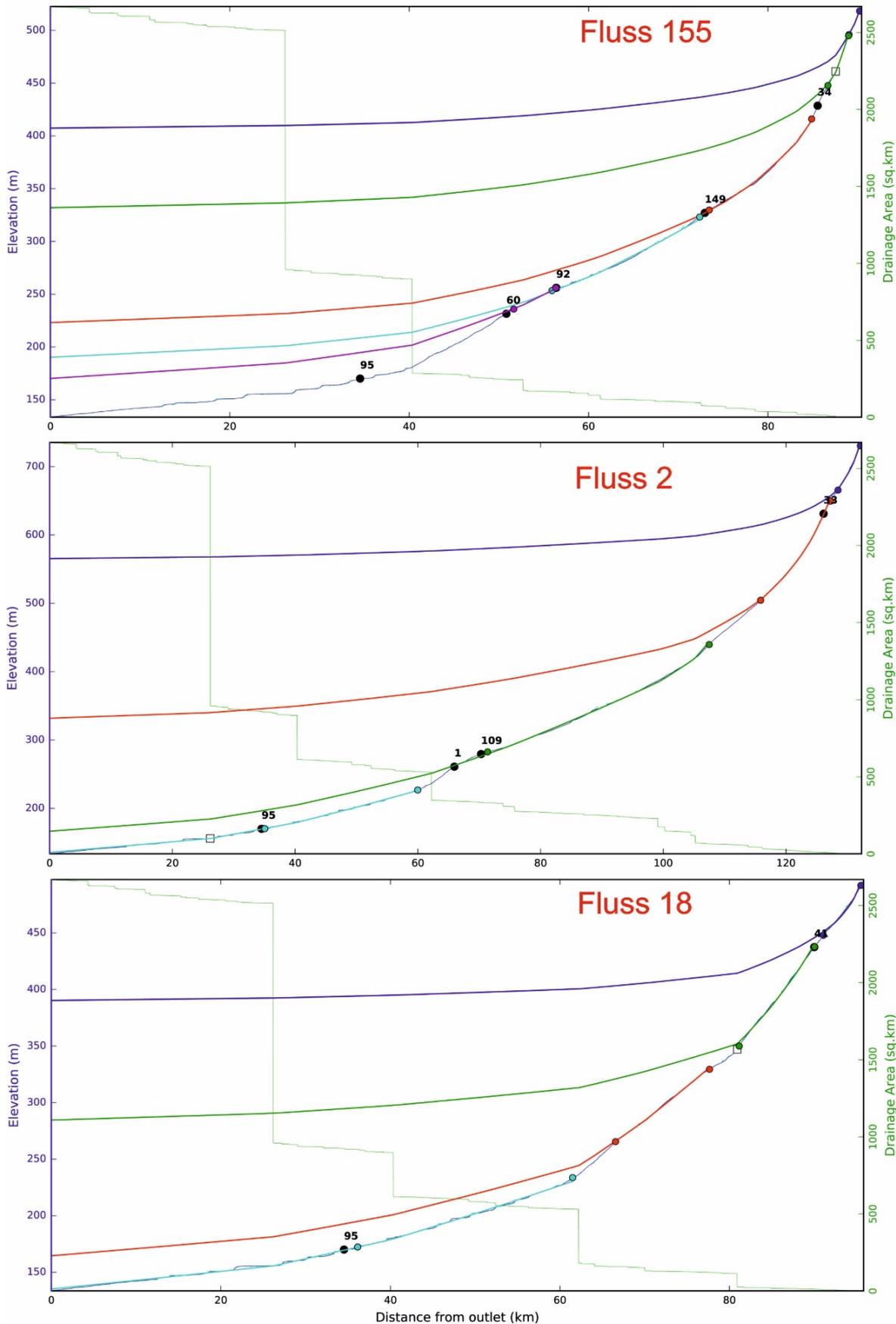


Abbildung 9: Rekonstruktion der Basis-Niveaus und Knickpunkte für subset 4 (Osterzgebirge). Schwarze Punkte – Knickpunkte; dünne grüne Linie – Fläche des Einzugsgebietes in km²; dicke blaue Linie – oberes älteres Basis-Niveau.

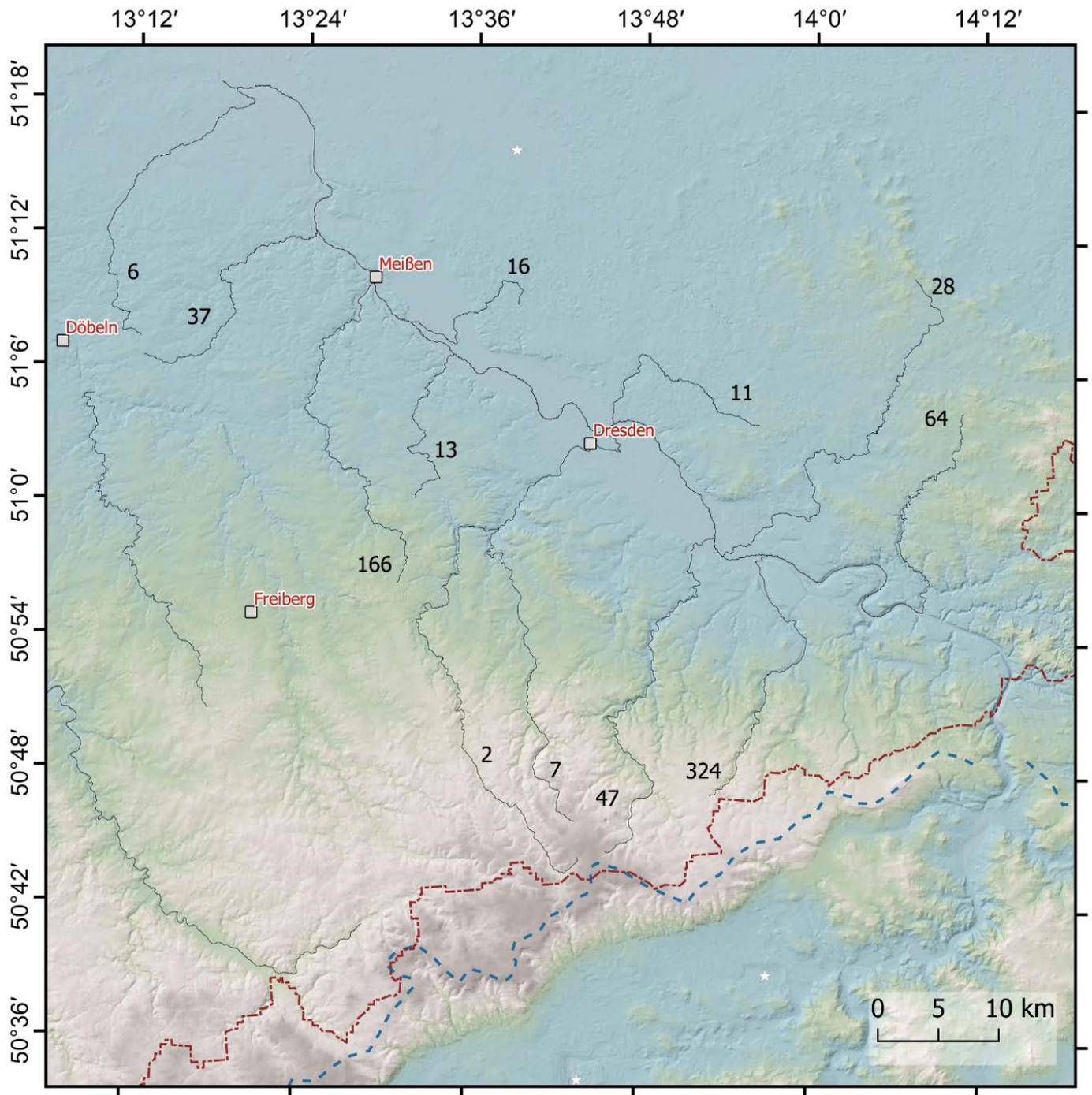


Abbildung 10: Ausgewählte Flüsse für die Rekonstruktion des Basis-Niveaus in subset 5 (Elbtal); Name der Flüsse siehe Tabelle 1.

Das Einzugsgebiet des Elbtals ist in subset 5 dargestellt (Abbildung 10). Die vier Basis-Niveaus weisen geringere Höhen als das Erzgebirge auf: 65 m, 100-180 m, 250-300 m und 450-540 m (siehe Tabelle 1, Abbildung 11 und Abbildung 12). Die linksseitigen (Erzgebirge) Zuflüsse zur Elbe zeigen eine größere Zahl von älteren und höheren Basis-Niveaus, während die rechtsseitigen (Lausitz) Zuflüsse V-förmige Täler ausweisen, deren Basis-Niveaus nicht höher als 250 m liegen. In den rechtselbischen Flüssen treten zwei Knickpunkte auf, die durch NW-streichende Linien verbunden werden können. Die Flüsse und Bäche sind bis zur Mündung in die Elbe stark eingeschnitten.

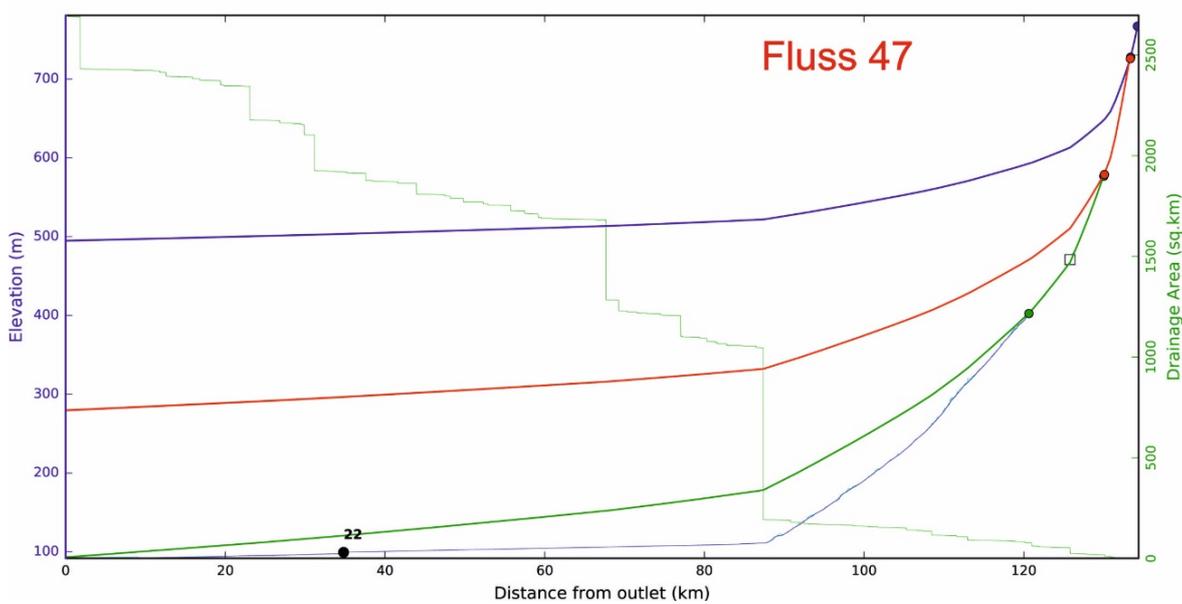
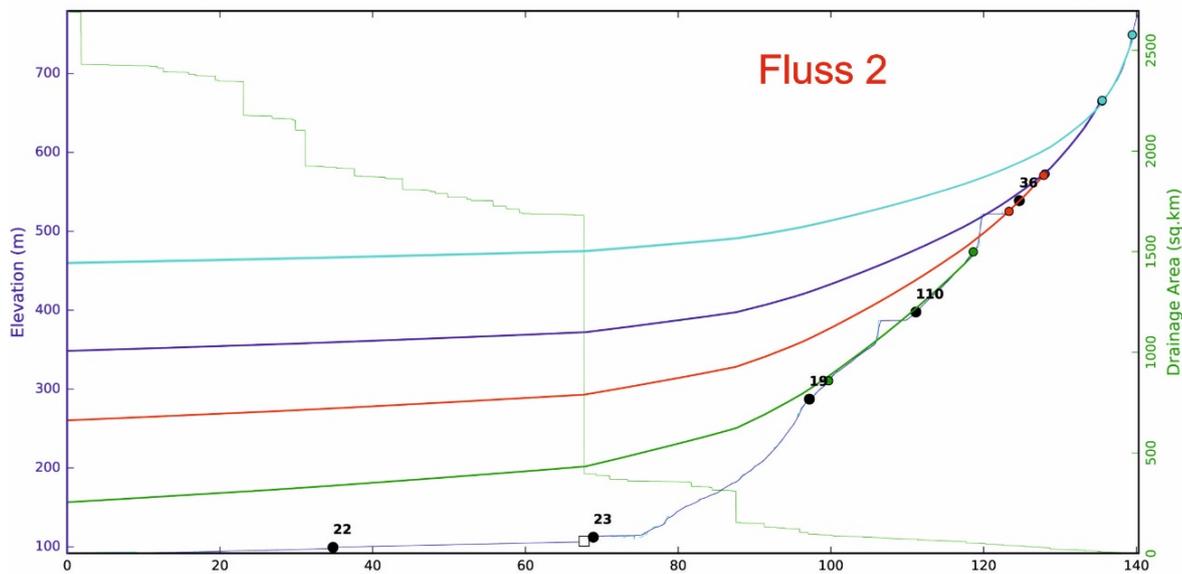
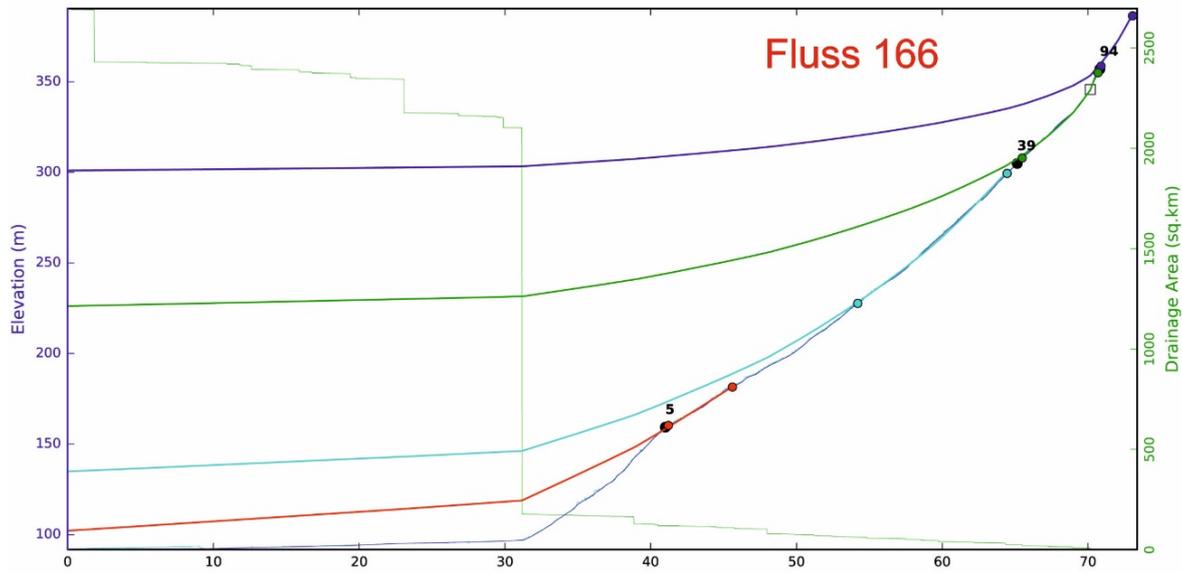


Abbildung 11: Rekonstruktion der Basis-Niveaus und Knickpunkte für subset 5 (Elbtal). Schwarze Punkte – Knickpunkte; dünne grüne Linie – Fläche des Einzugsgebietes in km²; dicke blaue Linie – oberes älteres Basis-Niveau.

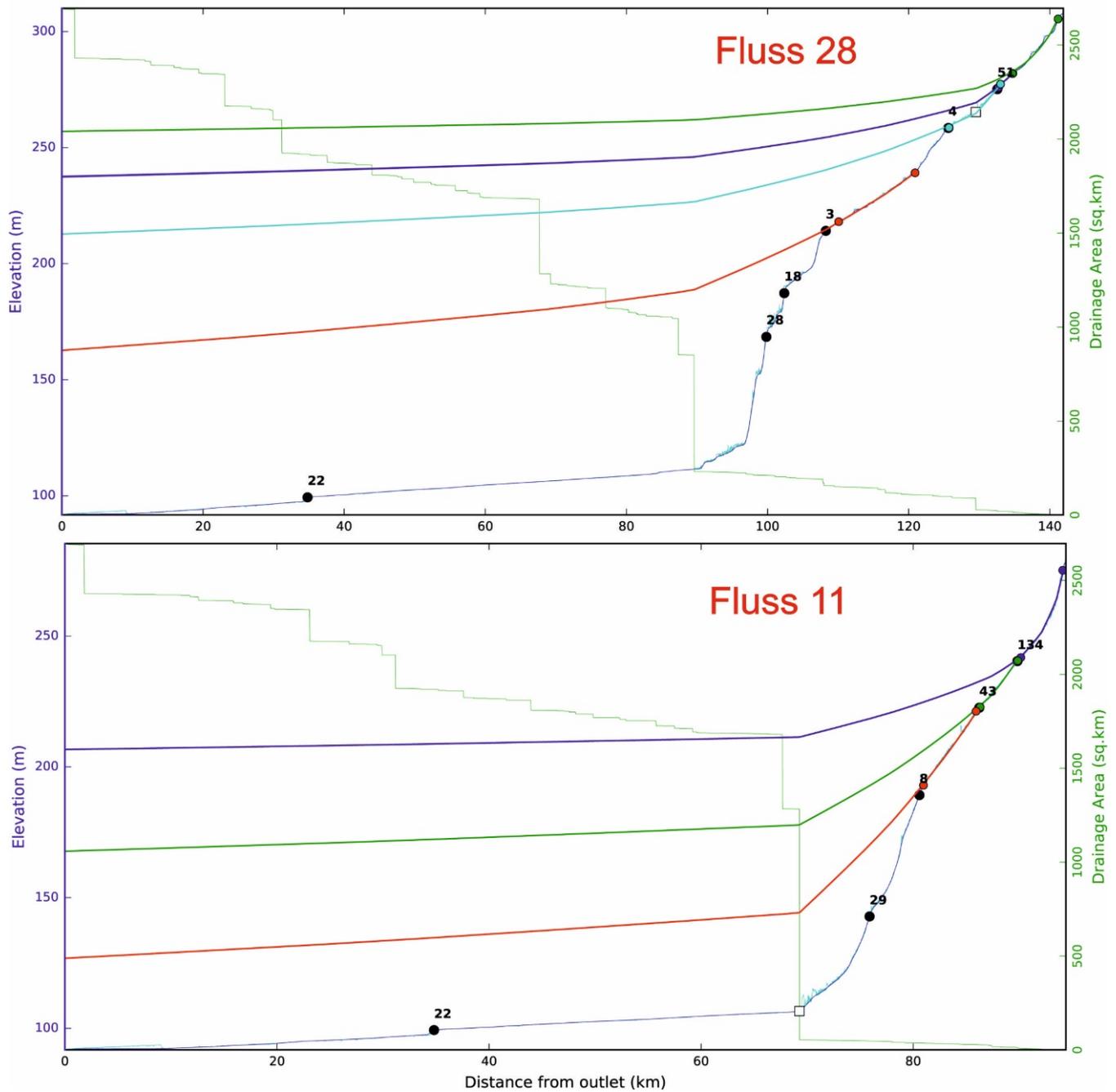


Abbildung 12: Rekonstruktion der Basis-Niveaus und Knickpunkte für subset 5 (Elbtal). Schwarze Punkte – Knickpunkte; dünne grüne Linie – Fläche des Einzugsgebietes in km²; dicke blaue Linie – oberes älteres Basis-Niveau.

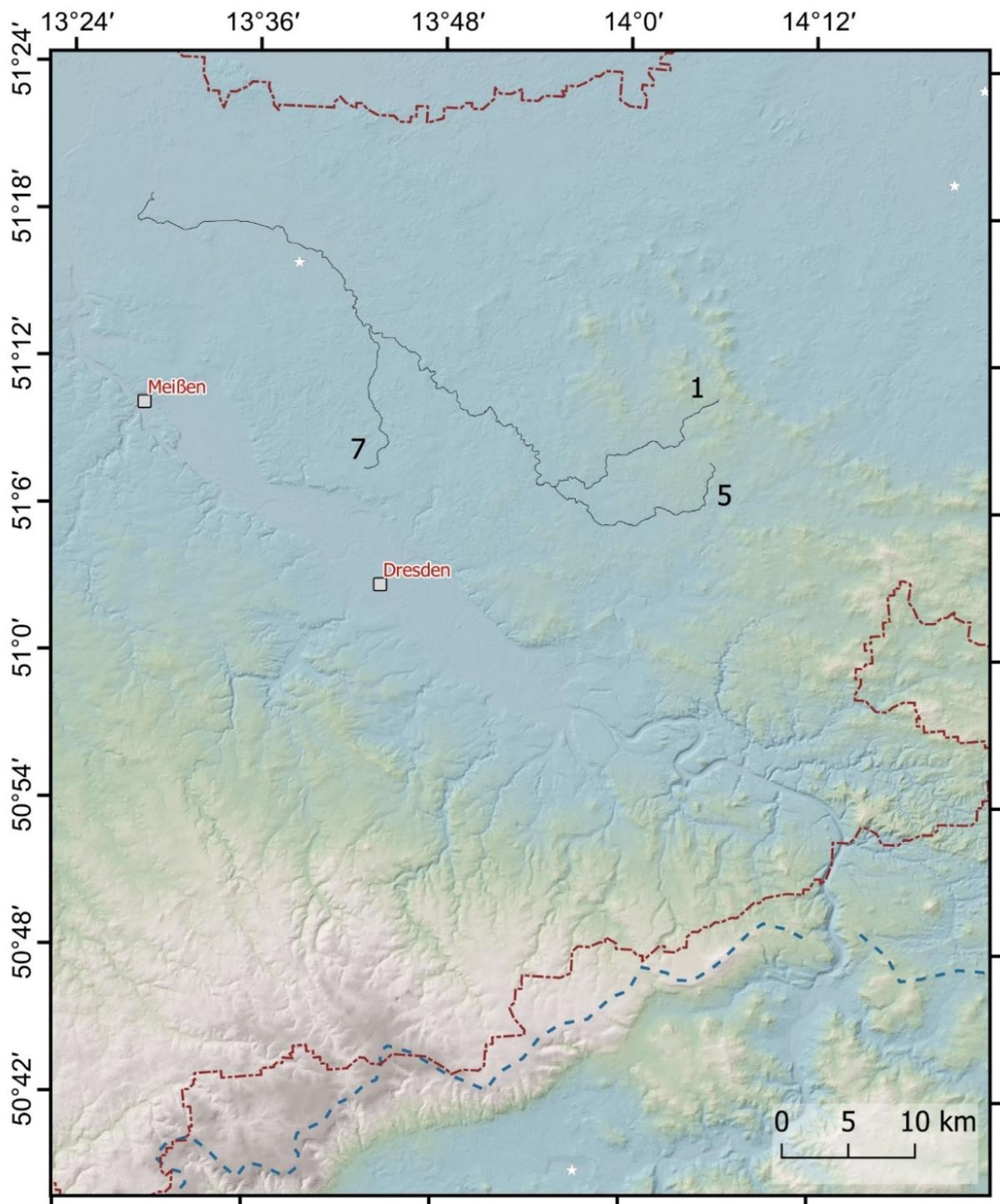


Abbildung 13: Ausgewählte Flüsse für die Rekonstruktion des Basis-Niveaus in subset 6 (NW-Lausitz); Name der Flüsse siehe Tabelle 1.

Das Einzugsgebiet des subsets 6 liegt in der nordwestlichen Lausitz nördlich von Dresden. Hier wurden nur drei Flüsse analysiert, da die älteren Basis-Niveaus nicht gut ausgebildet sind oder durch jüngere Erosion geglättet wurden. In diesem Einzugsgebiet wurden nur zwei Basis-Niveaus identifiziert: 100-150 m und 200-250 m. Die hohen Werte wurden im Fluss 1 (Röder) erreicht.

Vergleicht man die Höhe der Basis-Niveaus vom Westerzgebirge bis zur westlichen Lausitz, so stellt man eine Abnahme von West nach Ost fest. Die Abnahme ist nicht kontinuierlich, sondern erfolgt zumindest im Flöha-Tal und dem Elbtal sprunghaft.

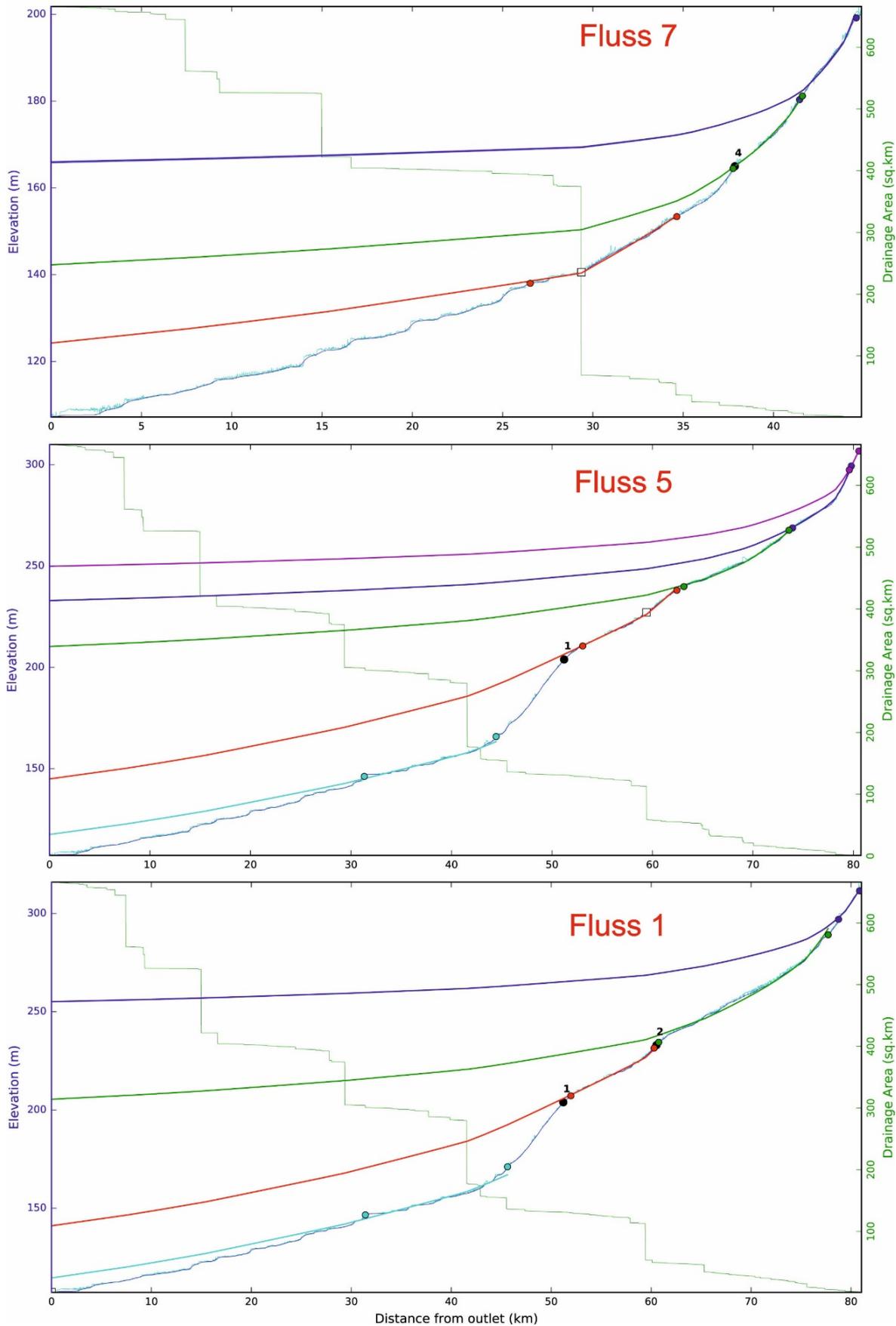


Abbildung 14: Rekonstruktion der Basis-Niveaus und Knickpunkte für subset 6 (NW-Lausitz). Schwarze Punkte – Knickpunkte; dünne grüne Linie – Fläche des Einzugsgebietes in km²; dicke blaue Linie – oberes älteres Basis-Niveau.

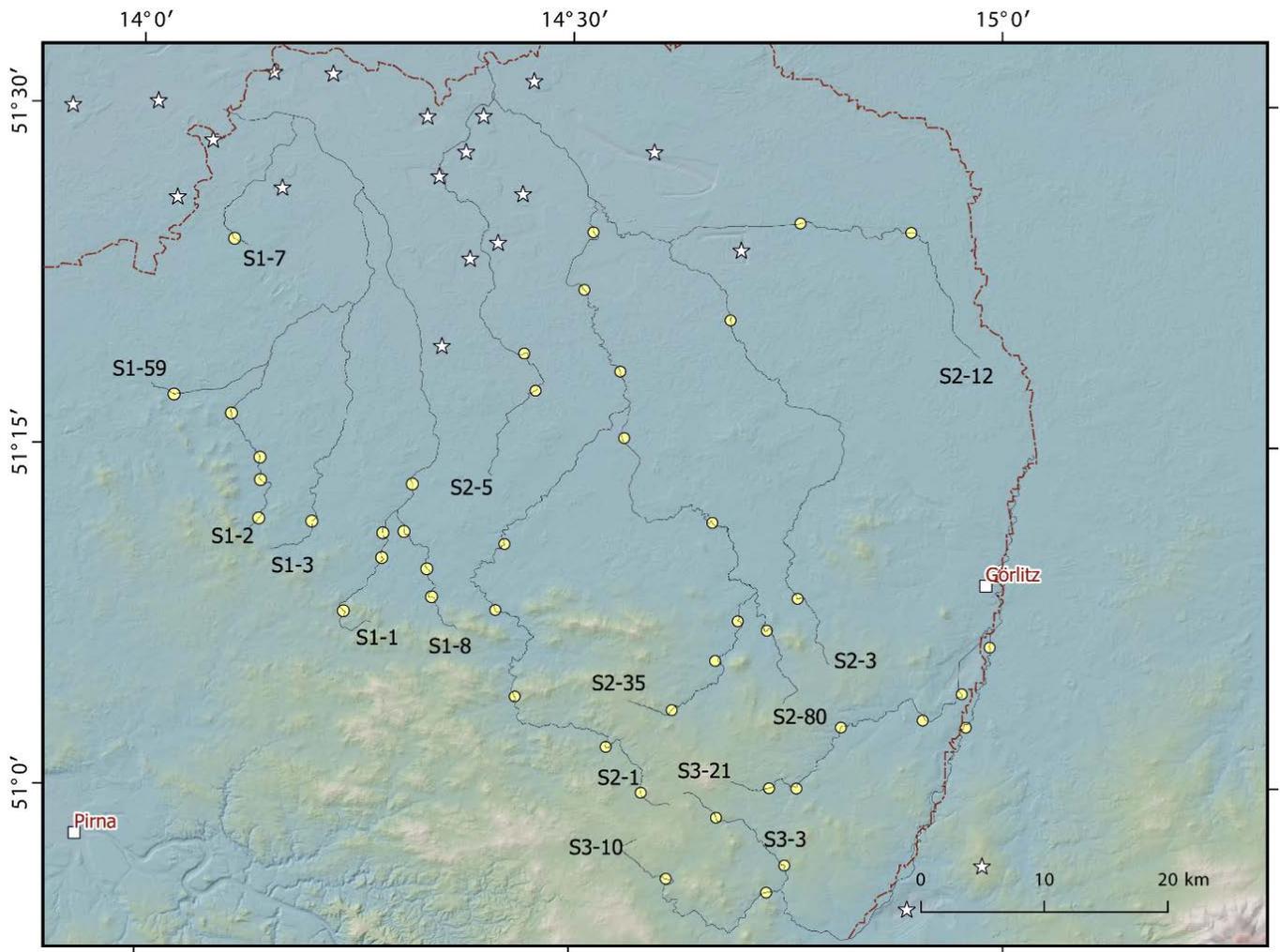


Abbildung 15: Ausgewählte Flüsse für die Rekonstruktion des Basis-Niveaus in subsets SL1 – SL-3 (Ost-Lausitz); Name der Flüsse siehe Tabelle 1.

Im Gebiet der nördlichen und östlichen Lausitz wurde das komplette Drainagenetz in drei subsets analysiert (Tabelle 1, Abbildung 15, Abbildung 16 und Abbildung 17). Die drei häufigsten Basis-Niveaus liegen bei 100-150 m, 200-250 m und nur zwei Bäche erreichen größere Höhen: Fluss S2-1 (Spree) mit 337 m und Fluss S3-10 (Mandau) mit 300 m. Dieses obere ältere Basis-Niveau entspricht der Höhe des Oberlausitz-Plateaus.

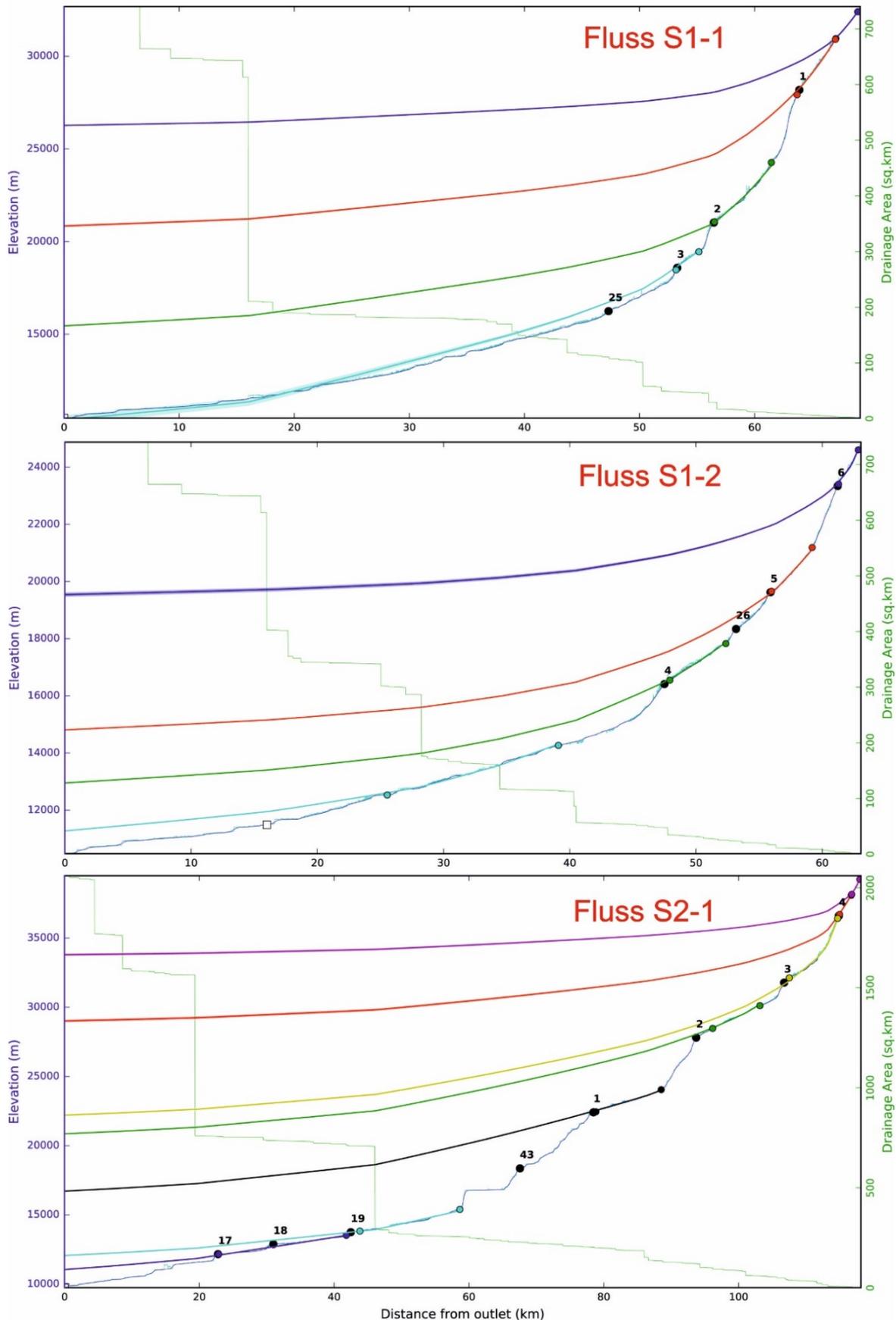


Abbildung 16: Rekonstruktion der Basis-Niveaus und Knickpunkte in subsets SL1 – SL-3 (Ost-Lausitz). Schwarze Punkte – Knickpunkte; dünne grüne Linie – Fläche des Einzugsgebietes in km²; dicke blaue Linie – oberes älteres Basis-Niveau.

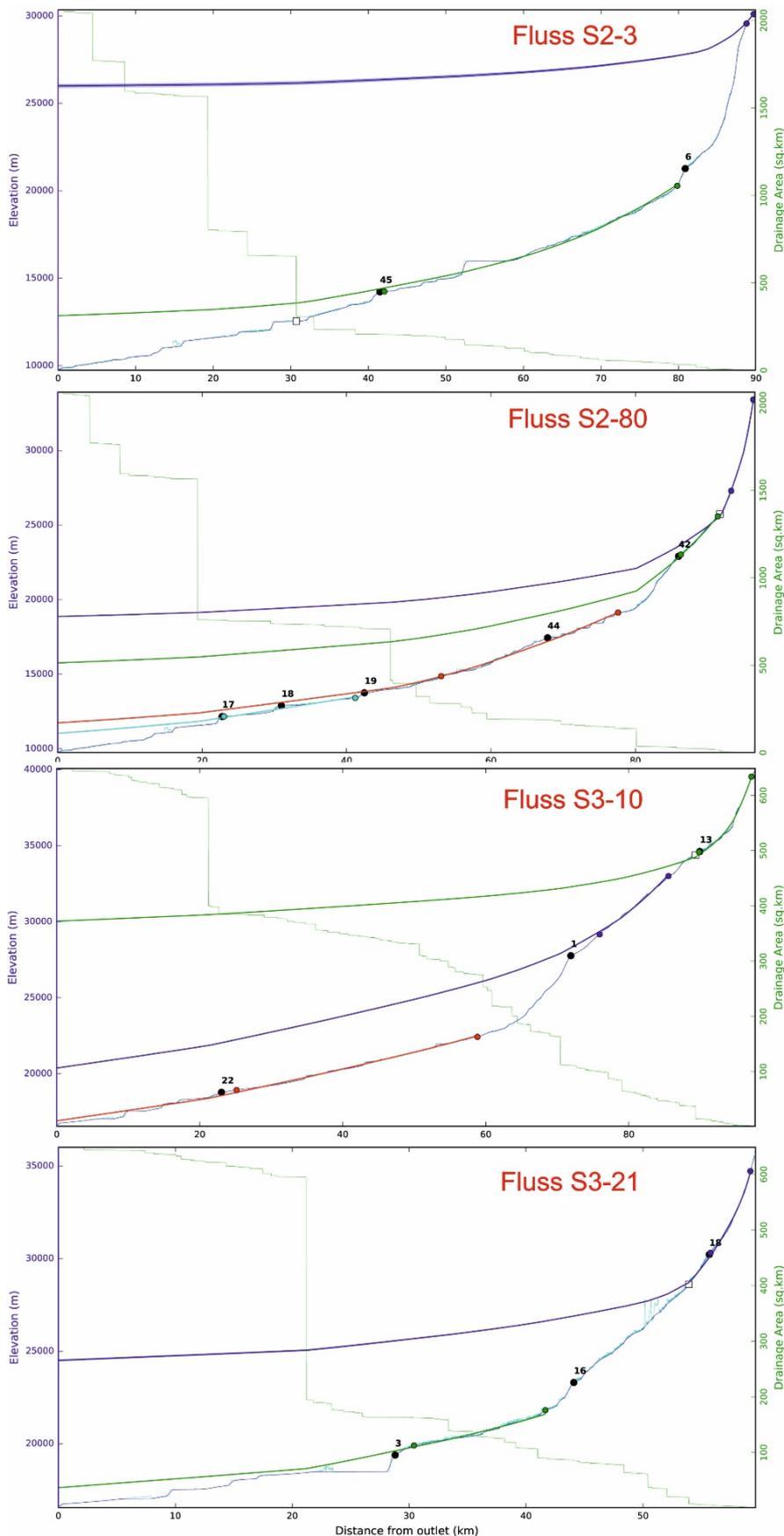


Abbildung 17: Rekonstruktion der Basis-Niveaus und Knickpunkte in subsets SL1 – SL-3 (Ost-Lausitz). Schwarze Punkte – Knickpunkte; dünne grüne Linie – Fläche des Einzugsgebietes in km²; dicke blaue Linie – oberes älteres Basis-Niveau.

4.1.2 Interpretation des ältesten Basisniveaus

Die durch die Analyse der FLP gewonnenen Knick-Punkte können verschiedenen hohen Basis-Niveaus zugeordnet werden. Für die Rekonstruktion der Karte des Basis-Niveaus wurden insgesamt 374 Punkte des obersten, ältesten Basis-Niveaus dargestellt (Abbildung 18). Zwischen diesen Punkten wurde das Basis-Niveau interpoliert. Jedem Basis-Niveau-Punkt wurden die topographische Höhe und die Höhe des Basis-Niveaus zugeordnet. Aus der Differenz dieser beiden Höhen errechnet man die Einschneidung an diesem Punkt.

In der ersten Karte (Abbildung 19) ist die Interpolation der Höhe der Wasserläufe oberhalb des obersten Basis-Punktes geplottet. Diese Karte kann als Überblick zur Lokalisierung von erhaltenen älteren Oberflächen dienen. Vier mögliche „ältere Oberflächen“ konnten anhand der größeren topographischen Höhe ausgehalten werden. Die erste ältere Fläche liegt mit Höhen von 550 – 775 m im Vogtland. Die zweite, kleinere Fläche umgibt Aue mit Höhen von 550 – 650 m. Die Fläche um Aue wird von steilen, abfallenden Gradienten begrenzt. Die dritte Fläche liegt in der Gegend um Annaberg mit Höhen von 500 – 650 m. Nach NE wird die Annaberger („Rest“-) Fläche durch das Flöha-Tal begrenzt, welches eine geringere Höhe um 450 m aufweist. Scheinbare „abflusslose Senken“ im Flöha-Tal sind Artefakte aus der Interpolation. Die vierte Fläche ergibt sich aus den Höhenwerten um Altenberg von 575 – 700 m. Es gibt zwei Übergangsbereiche zwischen den Hochlagen und den Niederungen im Norden: Ein Gebiet erstreckt sich zwischen südlich der Linie Zwickau-Chemnitz mit einem Sporn nach Norden in Richtung Hohenstein-Ernstthal im westlichen Granulit-Massiv. In diesem Gebiet reicht die Höhe von 300 m bis 325 m. Das zweite Gebiet erstreckt sich um und südlich von Freiberg und erreicht Höhen von 325 m bis 475 m. In den nördlichen Flachland-Gebieten erreicht die Basis-Niveau-Höhe nicht mehr als 150 m.

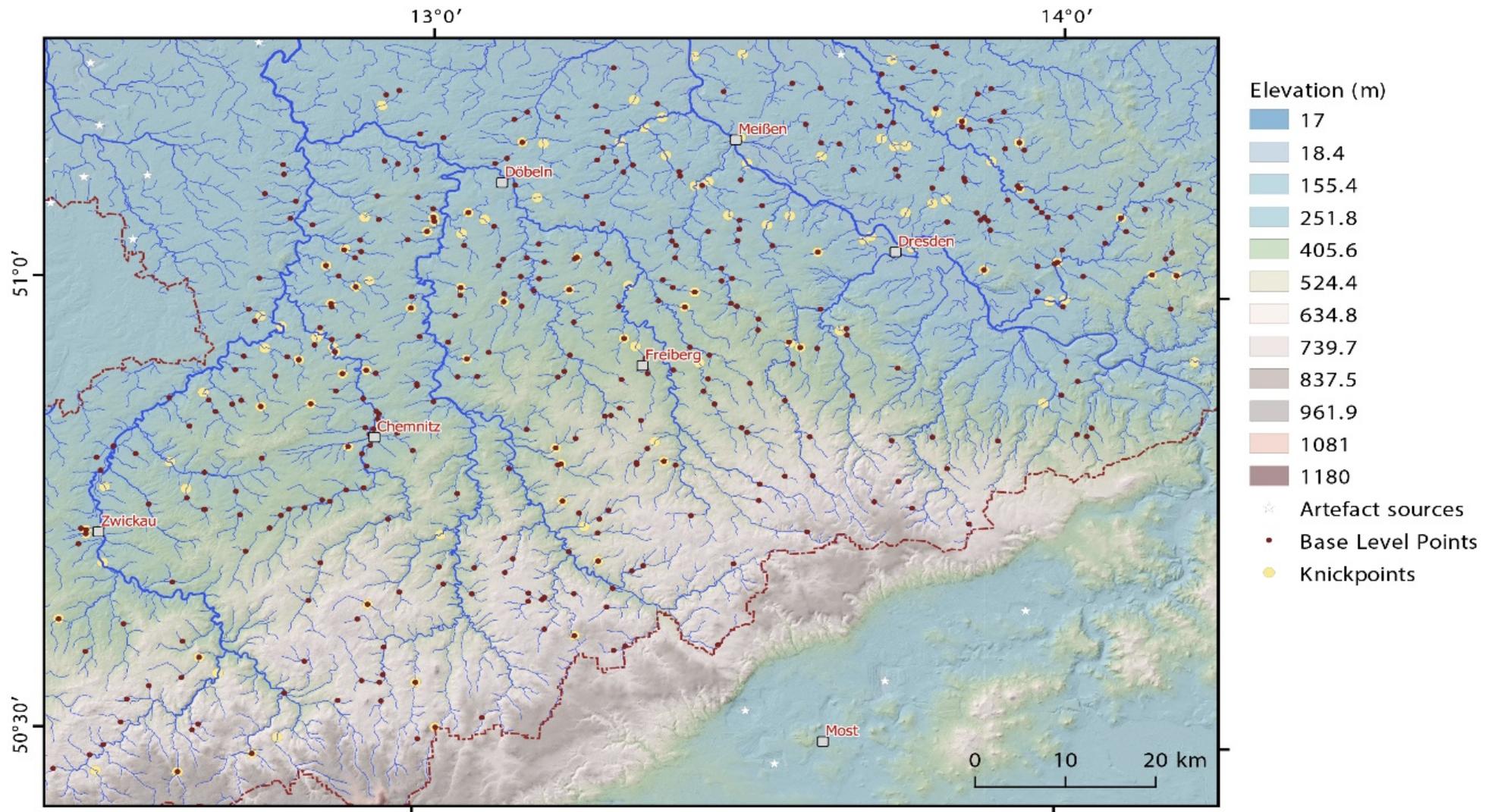


Abbildung 18: Punkte der unteren Grenze des obersten ältesten Basis-Niveaus für ausgewählte Wasserläufe im Erzgebirge und dessen nördlichen Vorland.

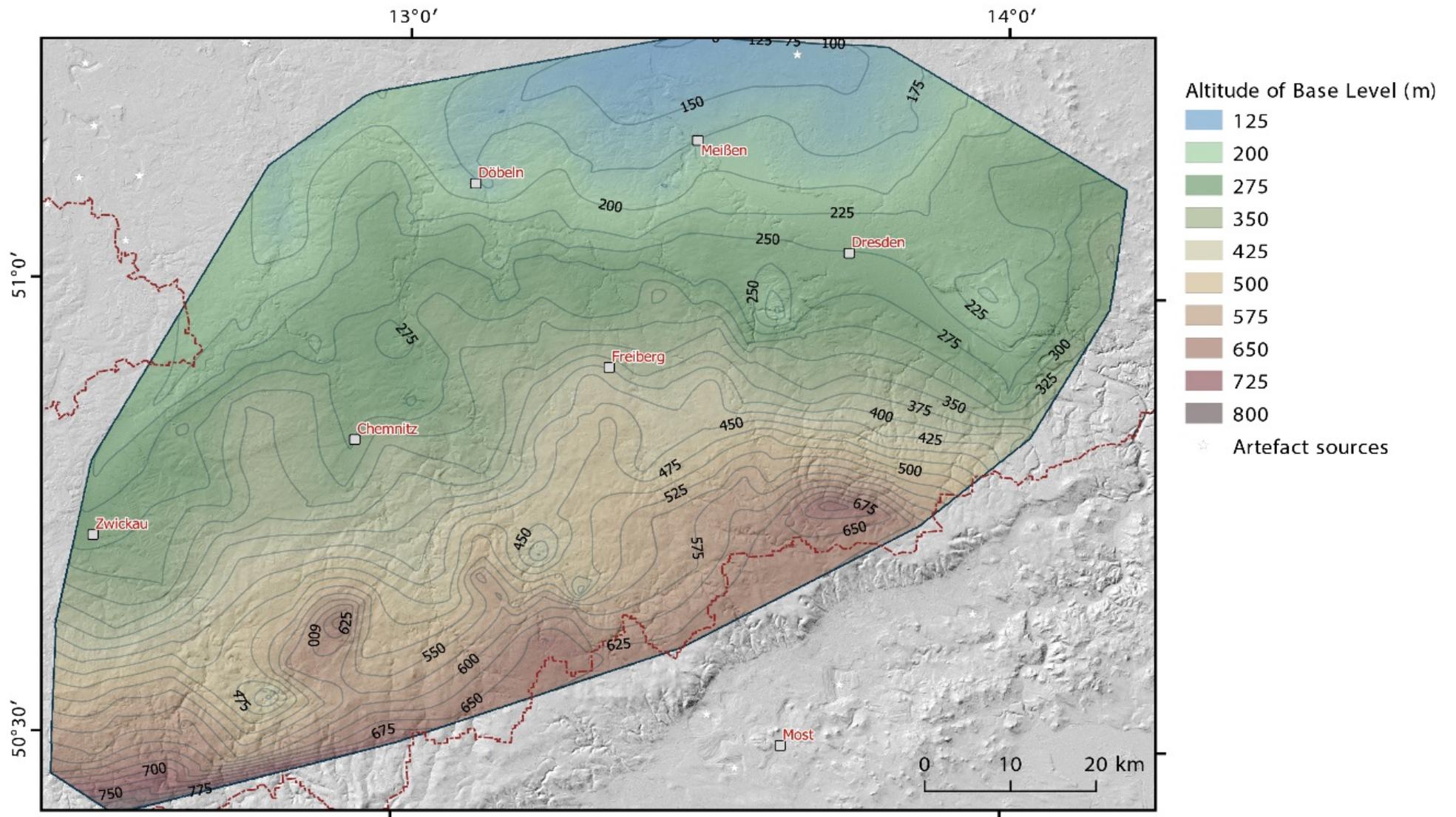


Abbildung 19: Höhe (in m) des oberen ältesten Basis-Niveaus im Erzgebirge, kompiliert aus den Punkten in Abbildung 18.

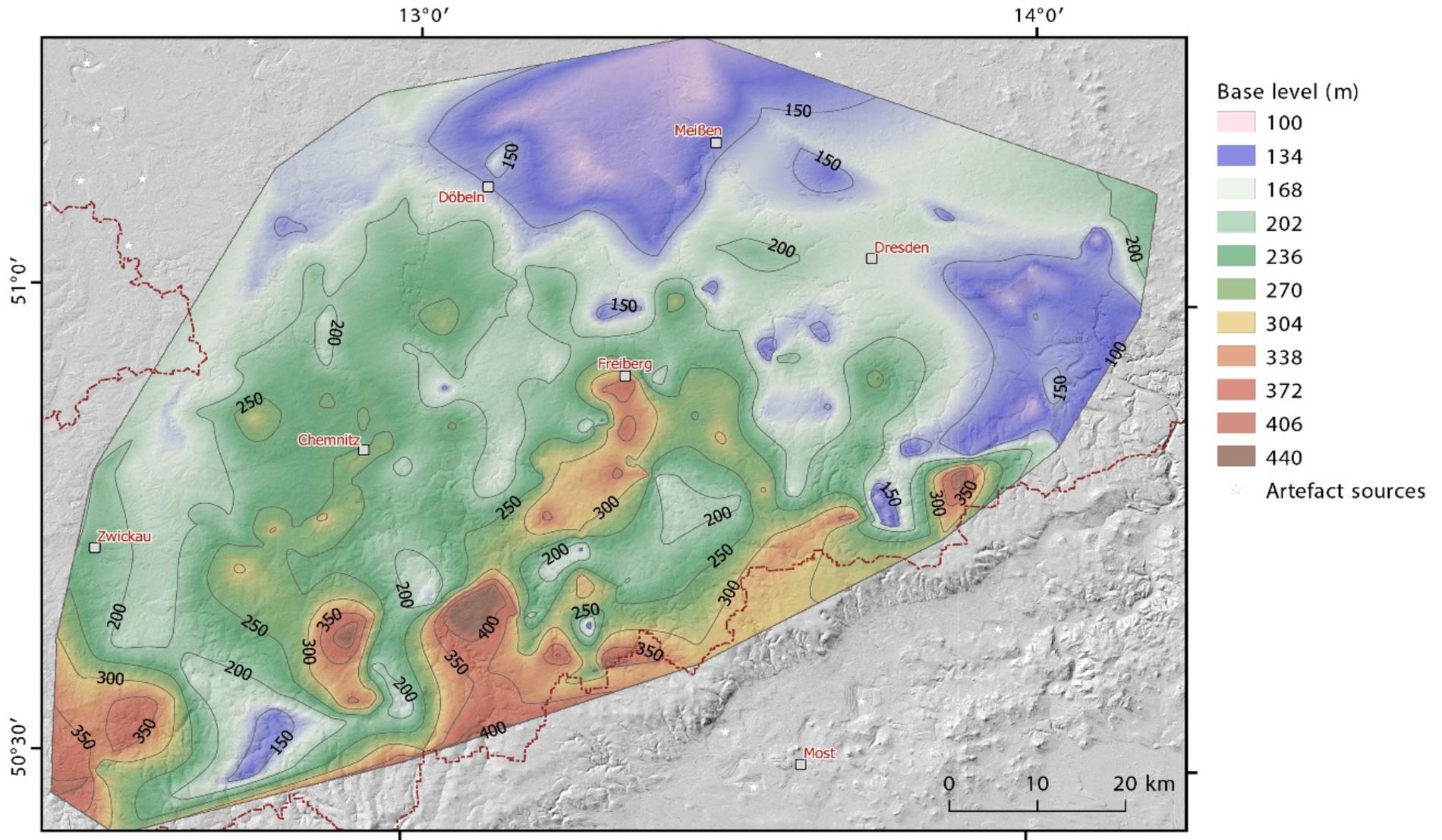


Abbildung 20: Interpolation der aus den FLP modellierten Höhe des obersten, ältesten Basis-Niveaus für das Erzgebirge und seinem Vorland.

Die aus den FLP modellierte Höhe über dem 1. Basis-Niveau ist in Abb. 20 dargestellt. Hohe Werte (> 300 m) ergeben sich für die Gegend um Schöneck, Aue-Schwarzenberg, Annaberg, Frankenberg und Altenberg. Die höchsten Werte (400 m) treten jedoch nur im westlichen Erzgebirge um Annaberg und Aue und im Vogtland und auf, was mit den höheren Basis-Niveaus in Flussprofilen korrespondiert (siehe vorhergehenden Abschnitt). Geringe Basis-Niveau-Höhen sind im Elbtal und der Sächsischen Schweiz verbreitet, hier wahrscheinlich bedingt durch die kurze Reichweite der noch nicht equilibrierten V-förmigen Täler. Ähnliche Werte wurden im oberen Lauf der Großen Mittweida festgestellt. Es können vier Basis-Niveau-Höhen definiert werden: die obersten liegen bei 400 m, gefolgt von Höhen zwischen 350 – 300 m. Basis-Niveau-Höhen von 250 - 200 m sind charakteristisch für das Erzgebirgsvorland und Teile des Granulitgebirges. Die niedrigsten Höhenwerte (> 150 m) findet man im Elbtal und in Richtung der Leipziger Tieflandsbucht.

Die Einschneidung wird aus der Differenz zwischen topographischer Höhe der ausgewählten Punkte und deren Basis-Niveau-Höhe berechnet (Abbildung 21). Die höchste Einschneidung (Werte 400 – 500 m) liegen in den Hochflächen von Eibenstock und Altenberg. Die mittleren Werte folgen dem Erzgebirgskamm (höhere Werte kann man jenseits der Grenze auf tschechischem Gebiet erwarten. Die Zone der mittleren Werte wird durch vergleichsweise geringe Werte im Flöha-Tal und bei Aue-Schwarzenberg unterbrochen. Die geringste Einschneidung findet man im Erzgebirgsvorland nördlich der Linie Chemnitz-Freiberg-Dresden sowie im Elb-Tal und der nördlichen Lausitz.

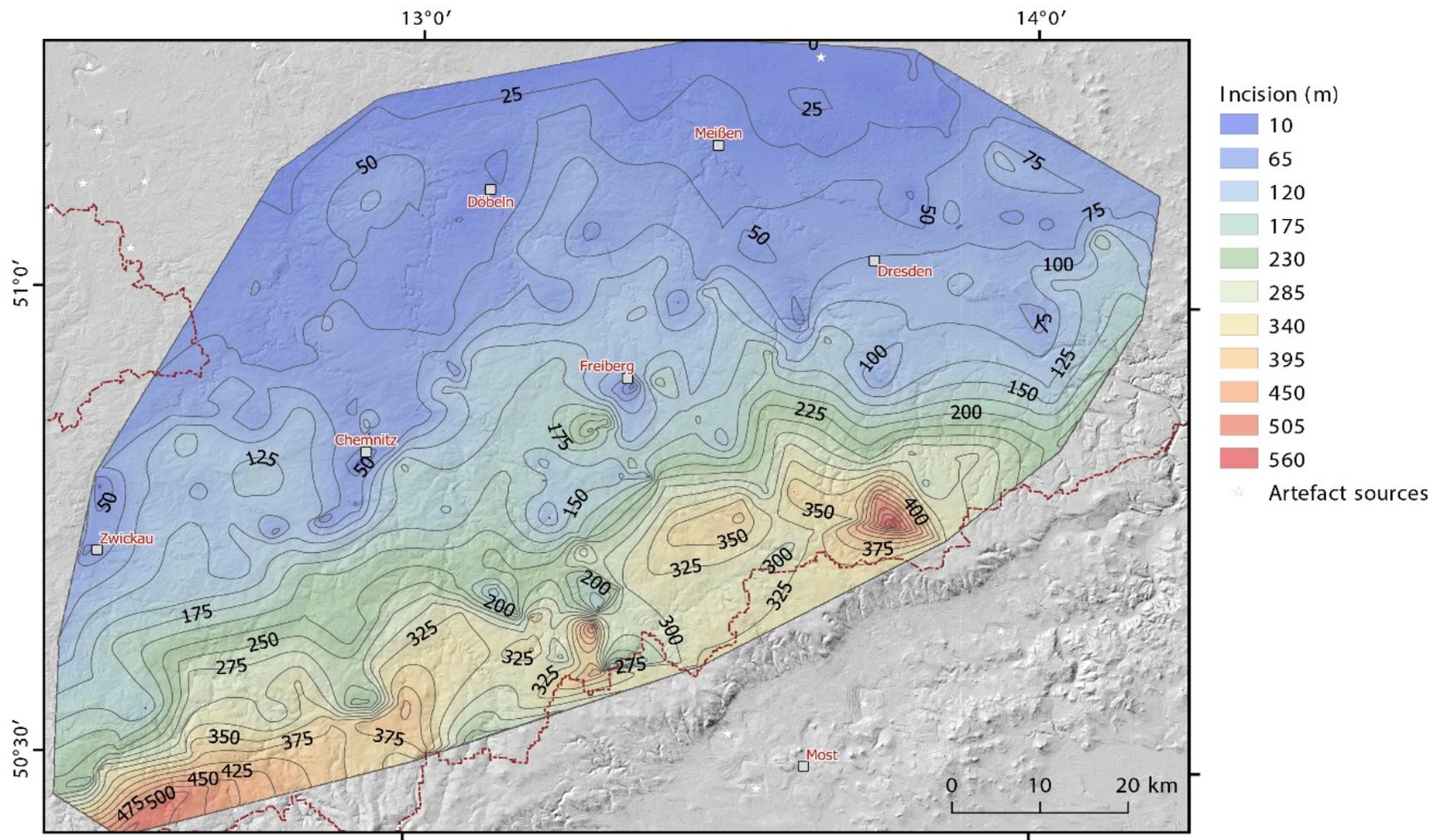


Abbildung 21: Einschneidung des 1. Basis-Niveaus im Erzgebirge, berechnet aus der Differenz zwischen topographischer Höhe und Basis-Niveau.

4.1.3 Auswertung des Chi-Gradienten

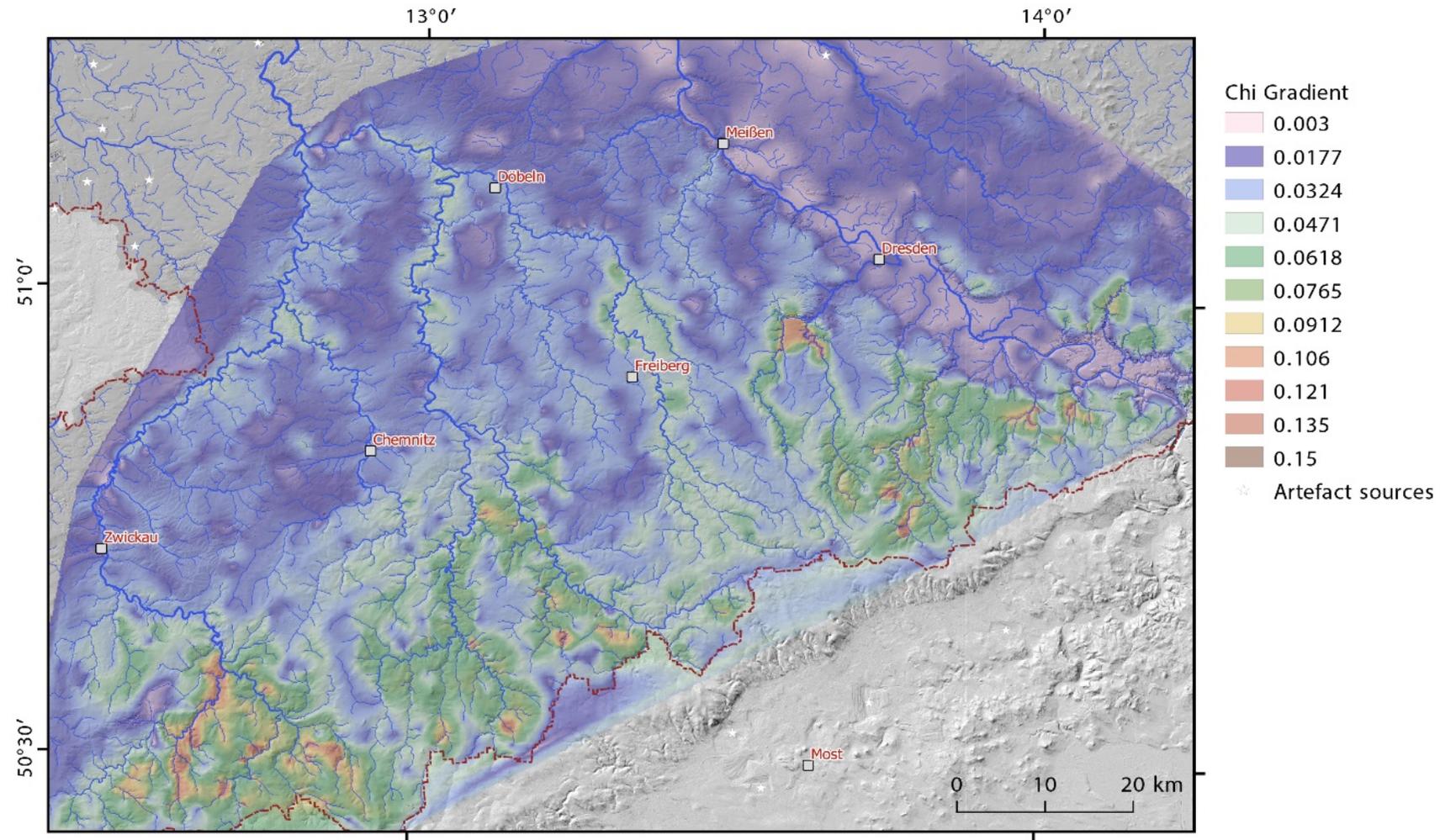


Abbildung 22: Chi-Gradient-Interpolation für ausgewählte Flüsse im Erzgebirge. Vertikales Intervall 100 m.

Der Chi-Gradient wurde im Erzgebirge für ausgewählte Flüsse mit einem vertikalen Intervall von 50 m und 100 m berechnet. Wenn die Chi-Werte für beide Intervalle ähnlich waren, wird hier nur der Wert für das 100m-Intervall betrachtet. Die Werte für die einzelnen Flüsse wurden interpoliert und in eine Karte geplottet (Abbildung 22). Nach der Verteilung der Gebiete mit hohen Chi-Werten (zwischen 0,06 – 0,15), können im Erzgebirge sieben Gebiete ausgehalten werden. Das erste und größte Gebiet umfasst die Fläche südwestlich des Oberlaufs der Zwickauer Mulde bis in das Vogtland („Eibenstock-Hoch“). Die nordöstliche Grenze korrespondiert etwa mit der postulierten NW-streichenden Gera-Jáchymov-Störungszone. In diesem etwa dreieckigen Gebiet werden die höchsten Chi-Werte von 0,15 erreicht. Das nächste Gebiet liegt zwischen Aue und Annaberg. Dieses Gebiet wird durch ein NW-streichendes Element mit niedrigen Chi-Werten geteilt, welches etwa mit der Wiesenbader Störung zusammenfällt. Die nordöstliche Grenze des Gebiets verläuft im Flöha-Tal. Nordöstlich vom Flöha-Tal folgt ein breiter Saum von niedrigen Chi-Werten (0,01), unterbrochen von mittleren Werten zwischen der Freiburger Mulde und der Bobritzscher Störung. Interessant erscheint, dass trotz etwa gleicher geographischer Höhe dieses dritten Gebietes die Chi-Werte deutlich absinken. Die vierte Zone erstreckt sich ringsum Altenberg. Nach Nordosten gibt es eine deutliche Grenze sowohl in den niedrigen Werten des Mittelsächsischen Hochlandes (Andreani et al., 2014) als auch im Gebiet um Altenberg. Die Flutebene der Elbe weist die geringsten Chi-Werte auf und wird besonders bei Pillnitz durch Escarpments begrenzt. Diese Escarpments mit hohen Chi-Werten (0,135) fallen mit post-kretazischen Störungen zusammen (Andreani et al., 2014; Andreani in Stanek et al., 2016). Die fünfte Zone erstreckt sich nördlich des Erzgebirges, nördlich der Linie Zwickau-Chemnitz-Freiberg-Dresden, mit niedrigen Chi-Werten. Eine Ausnahme bildet nur der Durchbruch der Zschopau durch das Granulitgebirge mit höheren Werten. Hier teilt die Zschopau das Granulitgebirge in zwei Teile. Das sechste Gebiet mit hohen Werten von 0,07 – 0,09 liegt im Lausitzer Bergland. Nach Westen wird die Lausitz durch das Elbtal mit niedrigen Werten begrenzt. Die nördliche Grenze bildet eine schmale Zone mit niedrigen Werten, die mit der postulierten E-W-streichenden Cunewalde-Störung übereinstimmt. Die nördlich anschließende Niederlausitz hat ähnlich niedrige Chi-Werte wie das Gebiet nördlich Zwickau-Chemnitz und wird als siebentes Gebiet betrachtet.

Für jedes Einzugsgebiet (subset) vom Vogtland bis in die westliche Lausitz wurde eine Analyse des Chi-Divergenz-Plots durchgeführt. Die Werte wurden aus allen Chi-Plots innerhalb des Einzugsgebietes errechnet. Für jeden Fluss wurden das Basis-Niveau rekonstruiert sowie Gefälle und der Schnittpunkt der meisten Chi-Werte berechnet. Das subset 3 im Westerbirge weist fünf Klassen von Basis-Niveaus auf (Abbildung 23). Das Gefälle beträgt 0,04 und der Schnittpunkt der Chi-Werte liegt bei 270. Die höchsten Chi-Divergenz-Werte für das Basis-Niveau (217m – 538 m) liegen im Eibenstock-Hoch nahe der Wasserscheide am Kamm des Erzgebirges. Die zweite Klasse (24 m – 88 m) charakterisiert das Gebiet entlang der nördlichen Front des Westerbirges. Die dritte Gruppe (-40 m – 24 m) ist ausschließlich in der Erzgebirgsvorsenke verbreitet, während die vierte Gruppe (-104 m – -40 m) sich an die Vorsenke anschließt und dabei die Zwickauer Mulde und deren Nebenflüsse sowie die westlichen Teile des Granulitgebirges charakterisiert. Die letzten beiden Gruppen weisen im westlichen Granulitgebirge Knickpunkte auf. Die fünfte Klasse (-104 m bis -169 m) vermittelt zum nordsächsischen Tiefland. Die fünf Klassen stimmen mit den weiter oben beschriebenen Basis-Niveaus überein.

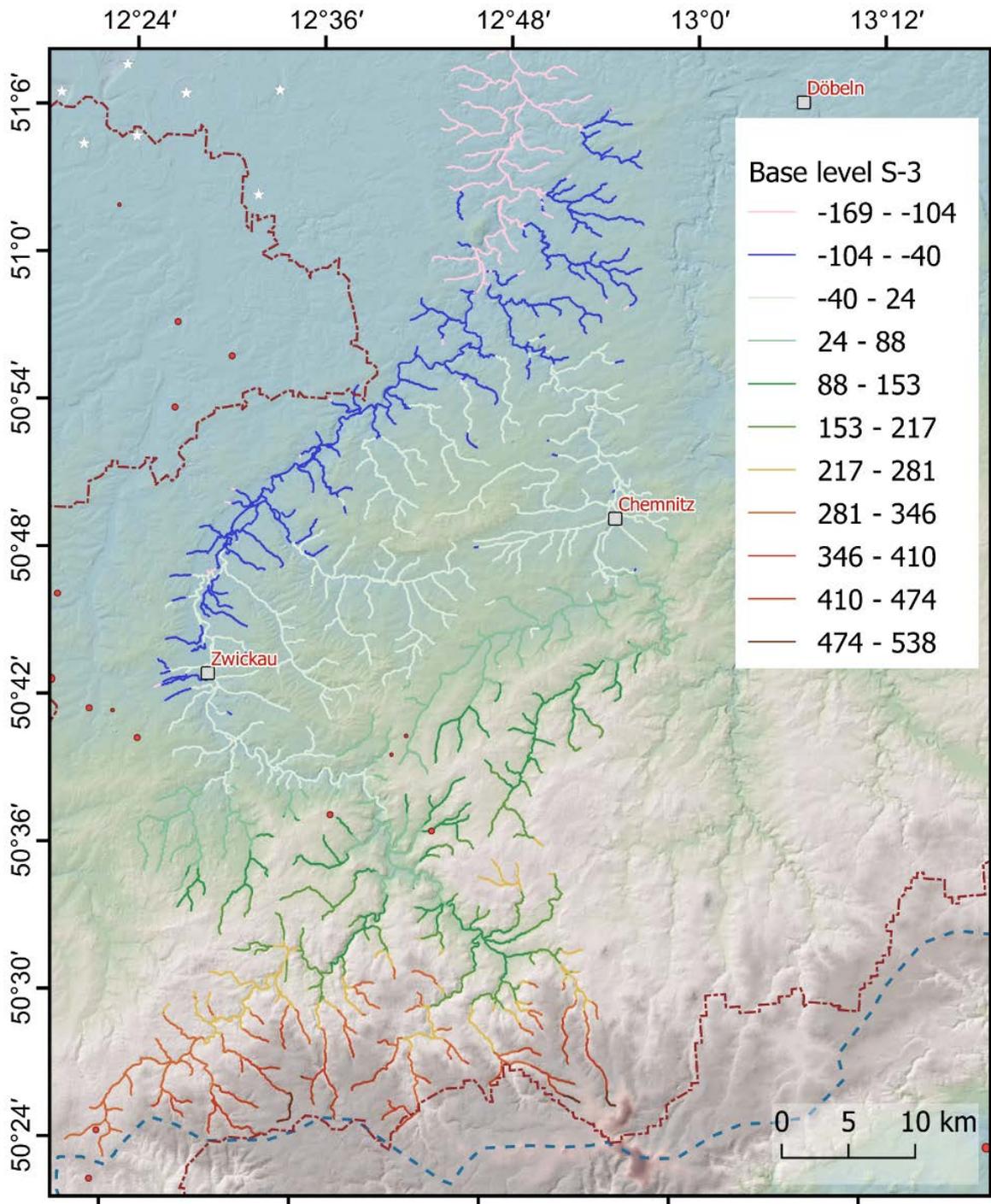


Abbildung 23: Chi-Divergenz-Plot für das subset 3 im Westerzgebirge. Blaue gestrichelte Linie – regionale Wasserscheide; rote gestrichelte Linie – Staatsgrenze; weißer Stern – anthropogene morphologische Artefakte.

Die Analyse des subsets 4 (Osterzgebirge) zeigt eine meist homogene Verteilung der Werte (Abbildung 24). Die Werte zur Konstruktion der Regressionslinie sind 0,01 für das Gefälle und 420 für den Schnittpunkt. Es können vier Klassen definiert werden: 19 m – 130 m, 19 m bis -148 m, -148 m bis -259 m, und -259 m bis -480 m. Die Klassen sind nach NW absteigend als Zonen angeordnet. Die 1. Klasse liegt im südlichen höheren Bergland, die höchsten Werte erscheinen südwestlich des Flöha-Tals. Die zweite und dritte Klasse treten vor allem in einer Übergangszone zum nördlichen Osterzgebirge und lokal im Granulitgebirge auf. Die vierte Klasse vermittelt zum nordsächsischen Tiefland.

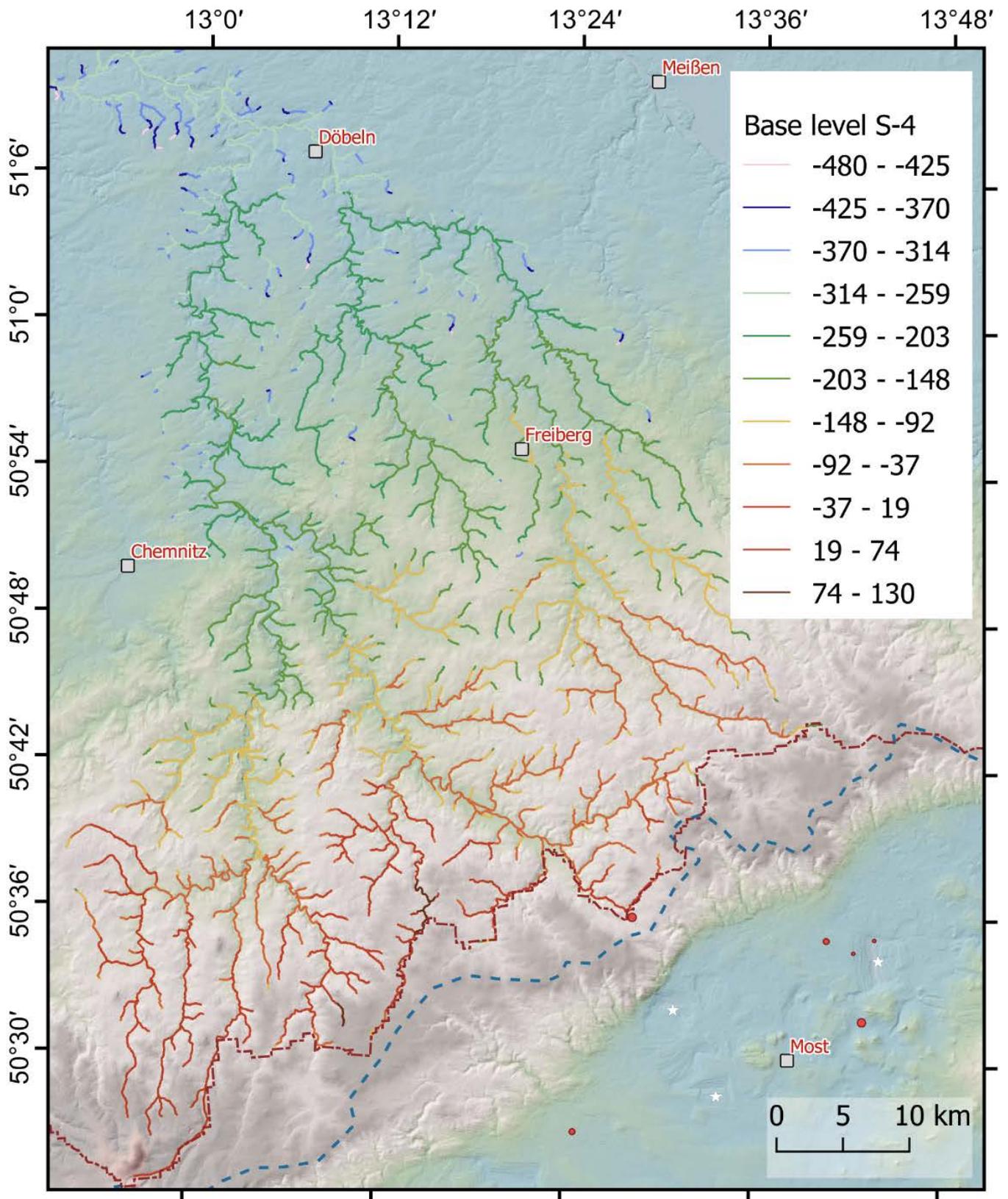


Abbildung 24: Chi-Divergenz-Plot für das subset 4 im Osterzgebirge. Blaue gestrichelte Linie – regionale Wasserscheide; rote gestrichelte Linie – Staatsgrenze; weißer Stern – anthropogene morphologische Artefakte.

Das subset 5 (Elbtal) in Abbildung 25 weist vier Klassen von Chi-Werten auf. Die Parameter für die Regressionslinie sind 0,015 für das Gefälle und 250 für den Schnittpunkt. Im Gegensatz zum subset 4 sind die einzelnen Klassen in nordöstlicher Richtung parallel zum Elbtal gruppiert. Die oberste Klasse (481 – 181) gruppiert sich um das Altenberg-Hoch, gefolgt von der zweiten Klasse (181 – 61), beide Klassen mit nordwestlicher Fließrichtung. Die dritte Klasse (-1 bis -119) umfasst die NE bzw. SW fließenden, jungen Nebenflüsse der Elbe. Die niedrigsten Werte (-180 bis -119) begrenzen klar das Elbtal. Die Grenze zur dritten Klasse zeichnet die steilen Abbrüche im Elbtal nach. Interessant erscheint, dass das Tal im Oberlauf der Elbe bis Pirna sehr eng ist, ab Pirna weitet sich das Elbtal auf.

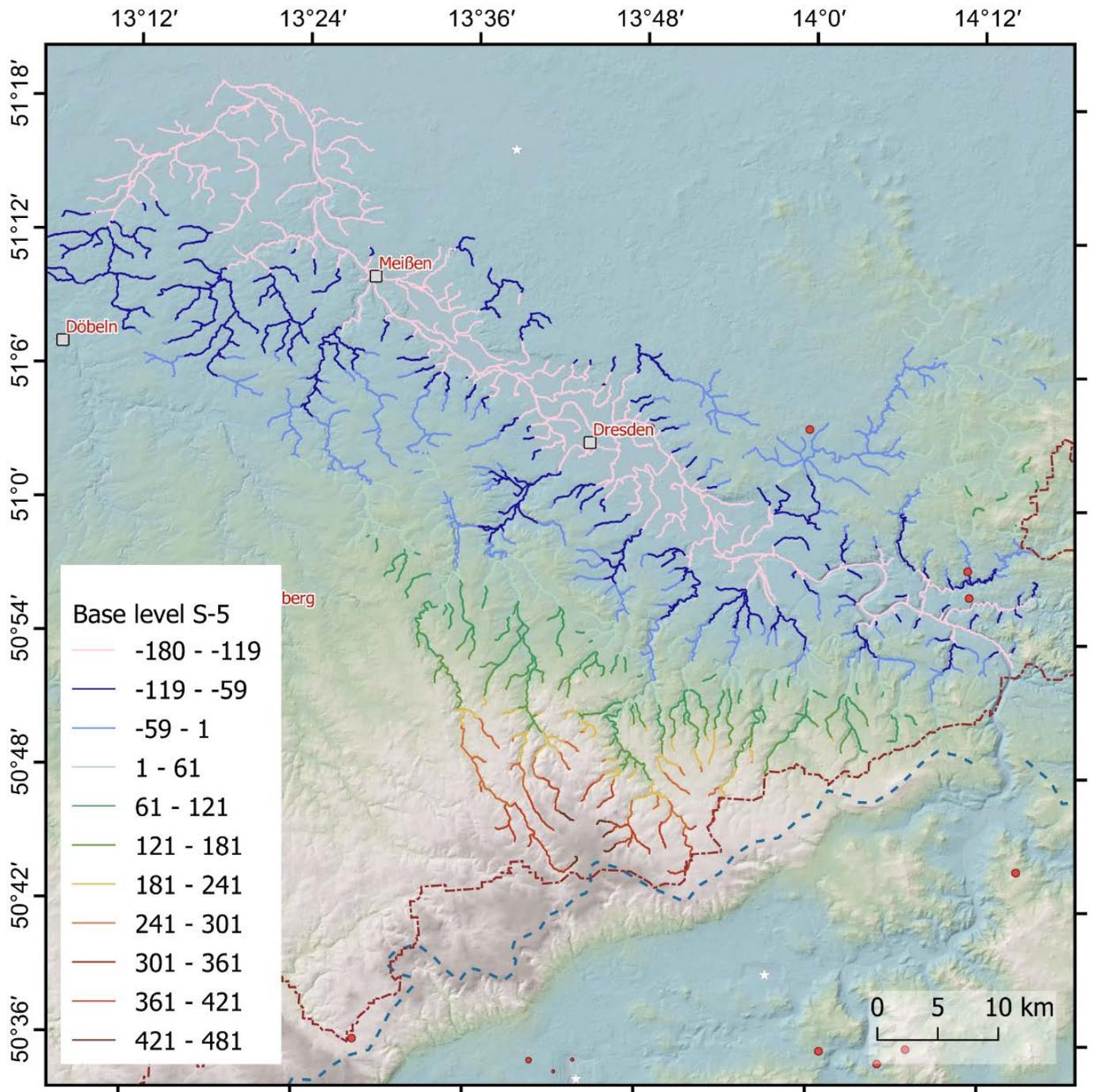


Abbildung 25: Chi-Divergenz-Plot für das subset 5 im Elbtal. Blaue gestrichelte Linie – regionale Wasserscheide; rote gestrichelte Linie – Staatsgrenze; weißer Stern – anthropogene morphologische Artefakte.

Das subset 6 (NW-Lausitz) weist nur drei Klassen auf (Abbildung 26). Die Parameter für die Regressionslinie sind 0,01 für das Gefälle und 230 für den Schnittpunkt. Die erste Klasse mit den höchsten Werten (27 bis -51) liegt auf dem Oberlausitz-Plateau nordöstlich von Dresden. Die Grenze zur zweiten Klasse (-51 bis -98) kann man entlang der postulierten NE-streichenden Hoyerswerdaer Störung verfolgen. Die zweite Klasse geht nach NW ohne scharfe Trennung in die dritte Klasse (-98 bis -130) über.

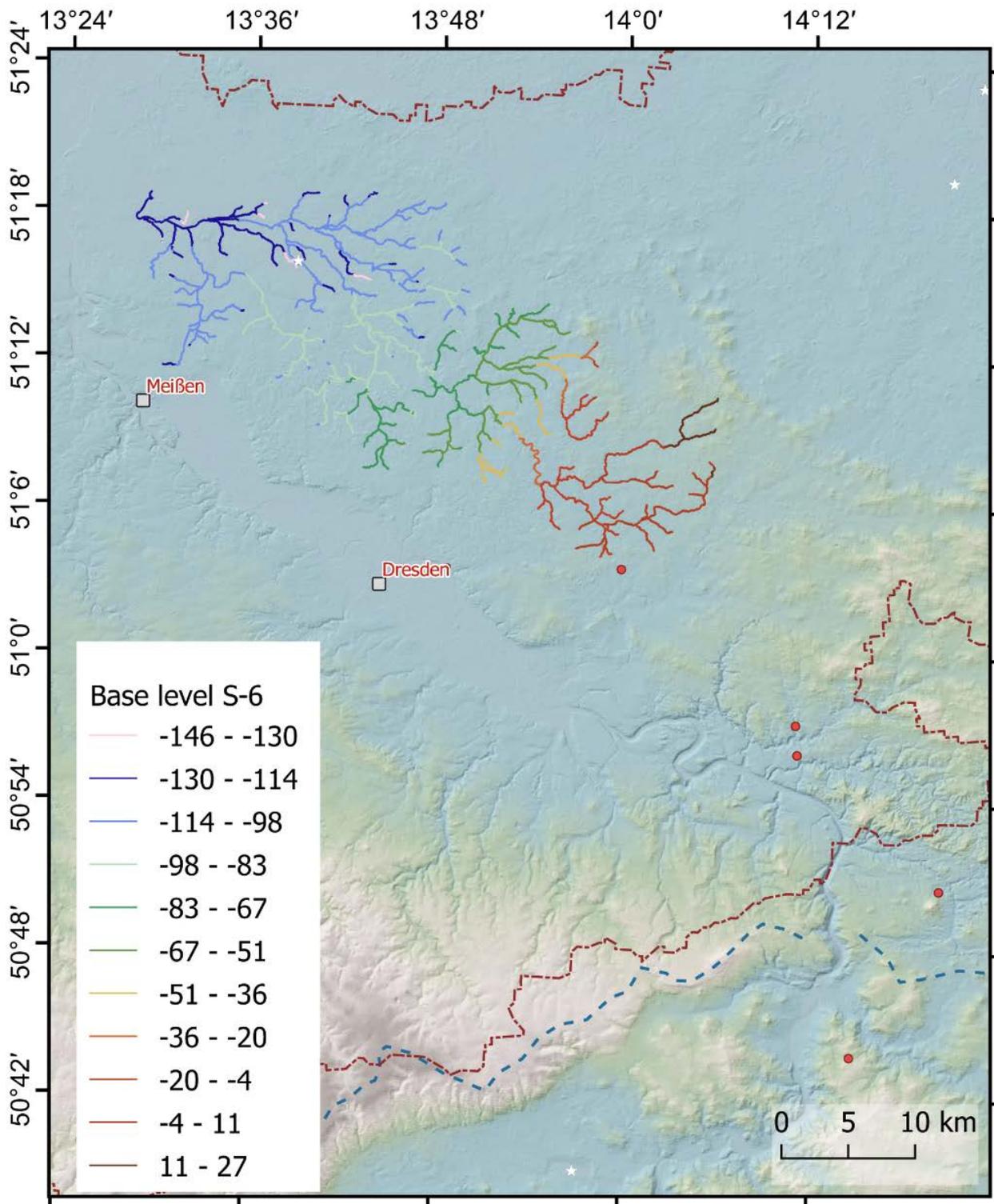


Abbildung 26: Chi-Divergenz-Plot für das subset 6 in der NW-Lausitz. Blaue gestrichelte Linie – regionale Wasserscheide; rote gestrichelte Linie – Staatsgrenze; weißer Stern – anthropogene morphologische Artefakte.

4.1.4 Auswertung des normalisierten Gefälle-Index

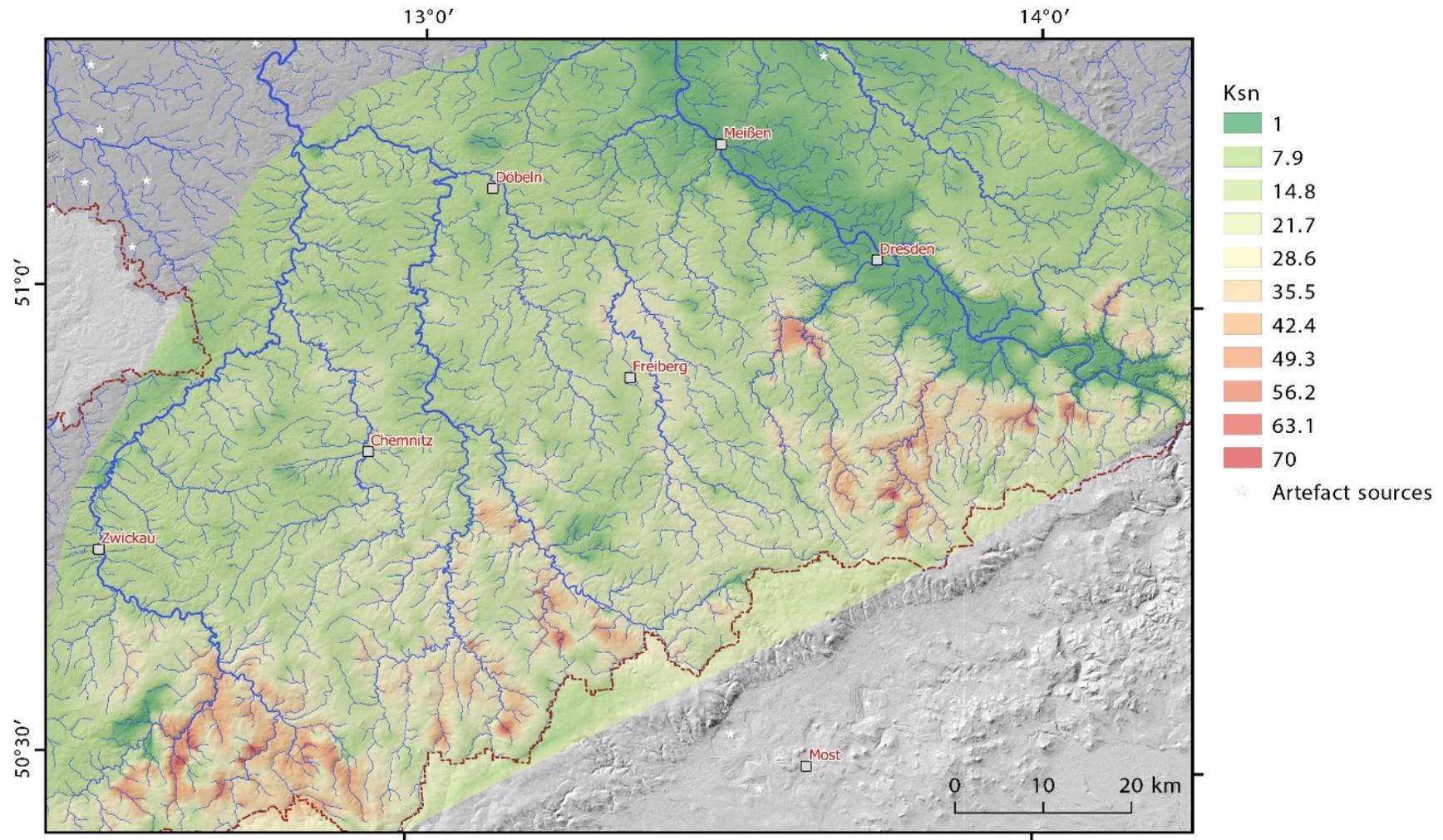


Abbildung 27: Karte der ksn-Werte für ausgewählte Flüsse im Erzgebirge. Vertikales Intervall 100 m.

Der normalisierte Gefälle-Index (ksn), interpoliert über ausgewählte Flussprofile im Erzgebirge, wird in Abbildung 27 dargestellt. Die unterschiedliche Verteilung der Werte wird benutzt, um ähnlich wie beim Chi-Gradienten, die Projektfläche in verschiedene Domäne aufzuteilen. Diese Domänen fallen weitestgehend mit den Gebieten zusammen, die auch hohe Chi-Werte aufweisen. Hohe ksn-Werte reflektieren eingetiefte Flussläufe, welche nicht equilibriert sind. Niedrige ksn-Werte zeigen geringe Gefälle im Flusslauf an. Das erste Gebiet wurde schon als „Eibenstock-Hoch“ benannt, hier reichen die ksn-Werte von 35 – 70. Es wird ein ähnlich dreieckiges Gebiet wie beim Chi-Gradienten determiniert. Im Nordosten wird das Gebiet durch die postulierte Gera-Jáchimov-Zone (GJZ) begrenzt, im Nordwesten durch ein lineares Element zwischen der Erzgebirgsvorsenke und dem Erzgebirge (Andreani et al., 2014). Die hohen ksn-Werte dieser Domäne zeigen die geringe Equilibrierung der Flüsse an. Vermutlich wurde die Basis für das Equilibrium geändert, so dass die Flüsse versuchen, das Equilibrium durch eine zunehmende lineare Erosion zu erreichen. Die zweite Fläche liegt südlich von Chemnitz zwischen dem Flöha-Tal und Aue-Annaberg. Die nicht-equilibrierten Flussläufe innerhalb der Fläche sind hier die Chemnitz und Zschopau. Die hohen ksn-Werte am Rande der zweiten Fläche zwischen 35 – 63 weisen einen NW-Trend und sind an die Täler von Schwarzwasser/Zwickauer Mulde und dem Flöha-Tal gebunden. Die dritte Domäne liegt im Gebiet südlich Freiberg zwischen dem Flöha-Tal und der Weißeritz. Die hier charakteristischen niedrigen ksn-Werte reichen vom Erzgebirgsabbruch bis in die tieferen Gebiete um Döbeln. Der Grund für die geringen ksn-Werte in relativ großer Höhe ist das homogene NW-Einfallen der Oberfläche ohne bedeutenden Wechsel der Oberflächenneigung. Es gibt nur wenige lokale Ausnahmen entlang von größeren Flüssen wie der Freiburger Mulde. Die vierte Domäne liegt im oberen Osterzgebirge. Sehr hohe ksn-Werte (42 – 63) wurden in den Bächen und Flüssen um Altenberg detektiert.

4.1.5 Isobasen-Karten

Die Isobasen-Karte der 3. und 2. Strahler-Ordnung sind Abbildung 28 dargestellt. Die Isobasen-Karten dieser Ordnungen gestatten es, Diskontinuitätszonen zu identifizieren (braune Linien) und dadurch die größeren morphologischen Einheiten abzugrenzen. Die Analyse der Isobasen-Karte erfolgte der Morphologie folgend von SW nach NE. Die ersten linearen Anomalien (Iso1 und Iso10) im Vogtland haben einen N-S bzw. NNW-Trend. Beide Anomalien entsprechen einem negativen Gradienten (V-förmige Kontur-Linien, die niedrigsten Werte befinden sich im Zentrum der Anomalie). Die Werte schwanken zwischen 300 – 500 m. Die Lineamente erstrecken sich entlang der seismisch aktiven Zonen des Vogtlandes. Das als Iso2 ausgehaltene Lineament erstreckt sich vom südlichen Zwickau bis in das Gebiet Aue-Schwarzenberg (Gera-Jáchimov-Zone?). Auch hier schwanken die Werte zwischen 300 – 550 m. Beide Lineamente begrenzen eine geschlossene Fläche um Auerbach in einer Höhe von 900 m. Das Lineament Iso3 besitzt einen ähnlichen N-S-Trend wie Iso10 südlich von Chemnitz bis Annaberg-Buchholz. Die Isobasen-Werte reichen bis 450 m. Iso5 streicht etwa NNW und liegt in dem Gebiet, was als Flöha-Zone bezeichnet wird. Das Lineament Iso5 durchschlägt die Erzgebirgskette und die Krusne Hory-Störung. Die Ausdehnung indiziert, dass die mit dem Lineament verbundene Struktur Relief-bildend für das Erzgebirge ist. Entlang dieser Struktur wird das Erzgebirge in zwei Einheiten geteilt. Das Lineament Iso5 ist nach SW gebogen und setzt sich bis zum Lineament Iso4 fort. Iso4 erstreckt sich südwestlich von Döbeln entlang der Merbach-Störung und hat einen ähnlichen NNE-Trend wie das Lineament Iso4. Beide Anomalien haben niedrige Isobasen-Werte zwischen 200 – 250 m. Dagegen erreicht das Lineament Iso12 südlich von Freiberg entlang des Laufs der Freiburger Mulde Werte zwischen 400 – 600 m.

Das Lineament Iso9 erstreckt sich in der Nähe von Freital in nordöstlicher Richtung. Das Lineament Iso6 folgt dem Elbtal in nordwestlicher Richtung. Das letztgenannte Lineament ist die größte negative Anomalie, die das Erzgebirge von der Lausitz trennt. Parallel zu Iso6 verläuft in der Nähe von Kamenz das Lineament Iso7, welches die höhere Lausitz von dem nordöstlich gelegenen Tiefblock trennt. Das Lineament Iso15 begrenzt den Lausitzer Hochblock im Nordwesten, während die Lineamente Iso8, Iso14 und Iso13 den östlichen Hochblock unterteilen bzw. im Südosten begrenzen.

Die Lineamente Iso17 und Iso19 folgen der den Eger-Graben begrenzenden Krusne Hory Störung (Erzgebirgsabbruch). In beiden Lineamenten zeigen die Isobasen-Linien einen sehr hohen Gradienten, von 200 m auf 800 m ansteigend über eine horizontale Distanz von etwa 10 km. Vergleicht man die Dichte der Isobasen-Linien, so zeigt die nordwestliche Flanke des Erzgebirges relativ weit auseinanderliegende Isolinien (geringer Gradient), während die südöstliche Flanke eine dichte Scharung der Isolinien aufweist. Das bedeutet eine stark ausgeprägte Asymmetrie der Gradienten.

Die Lineamente Iso18 und Iso 25 begrenzen den Eger-Graben im Südosten. In der nordöstlichen Verlängerung dieser Lineamente setzt sich die Anomalie Iso24 mit NNE-Trend nach Polen fort. Die Lineamente Iso28 und Iso26 südlich des Eger-Grabens werden hier nicht betrachtet. Bei Gera kann das Lineament Iso27 mit NNW-Trend mit schwachem Gradienten in Fortsetzung der Anomalien Iso1 und Iso10 gesehene werden. Die drei Anomalien der Isobasen können mit dem Vogtland-Störungssystem assoziiert werden.

Auf der Basis der linearen Anomalien der Isobasen-Konturlinien können im südlichen Sachsen vier geschlossene Flächen mit positiven Werten (im Erzgebirge drei und in der Lausitz eine) ausgehalten werden. Diese geomorphologischen Einheiten sind durch die kleineren, oben angeführten Lineamente gegliedert. Von Südwest nach Nordost folgen die Westerzgebirge-Hochfläche mit Höhen bis 900 m, die Zentral-Erzgebirge-Hochfläche mit Werten zwischen 400 – 700 m, die Osterzgebirge-Hochfläche mit Werten zwischen 350 – 650 m sowie der Lausitzer Hochblock mit Höhen zwischen 200 – 350 m (nur im tschechischen Teil werden Werte um 400 m erreicht). Die NW-streichende Anomalie entlang der Elbe weist die geringsten Werte auf, diese Zone scheint die ältesten morphologischen Merkmale aufzuweisen. Ähnliche morphologische Merkmale weist die Region nördlich Prag auf, auch fließt die Elbe in nordwestlicher Richtung.

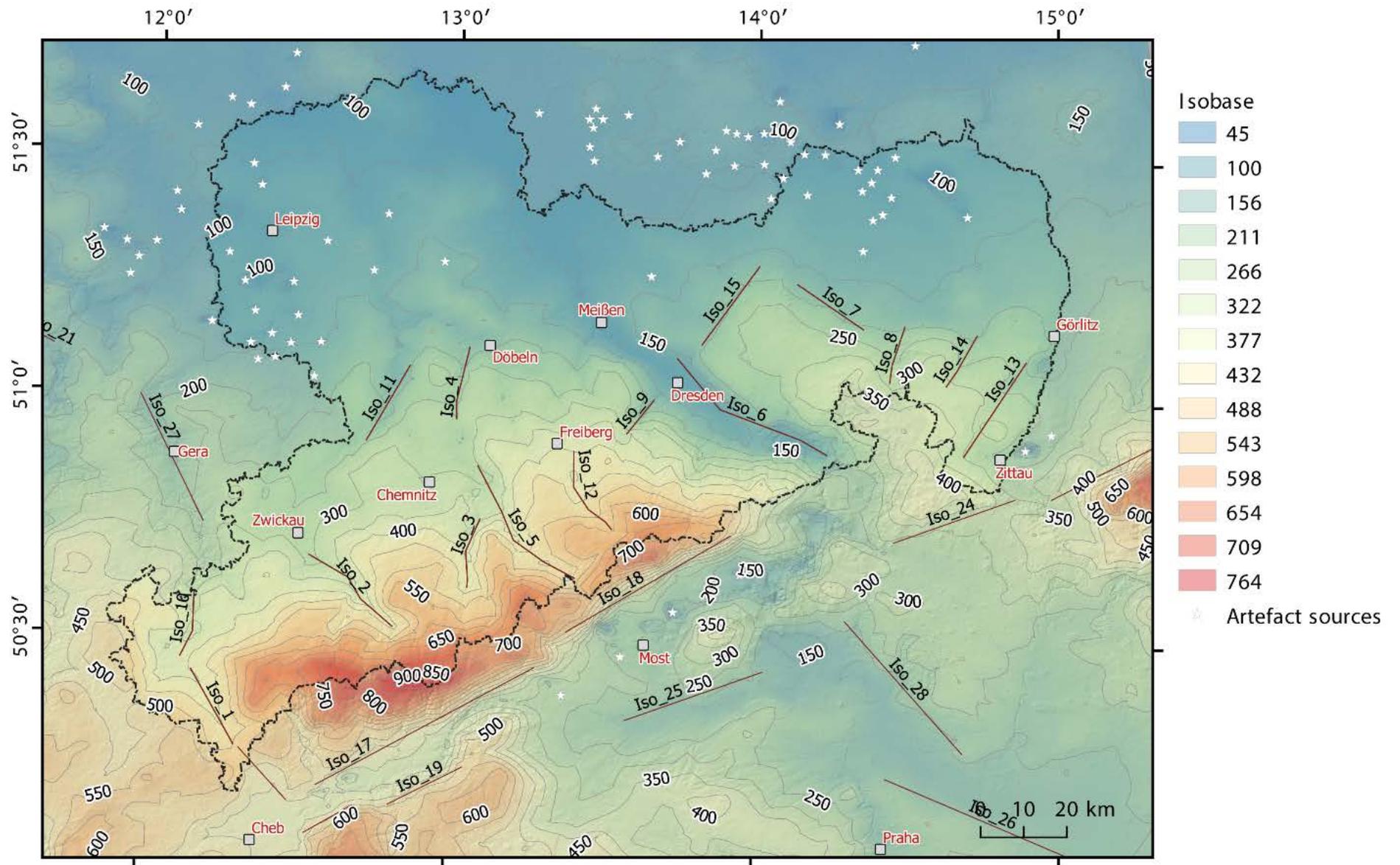


Abbildung 28: Karte der Isobasen für die Gewässer der dritten und zweiten Strahler-Ordnung.

Die Isobasen-Karte der zweiten Strahler-Ordnung zeigt ein relativ frühes Stadium der Landschaftsentwicklung an. Zur besseren Visualisierung wurde für das DGM10 die Differenz zwischen Isobasen der 2. Ordnung und dem rezenten Relief ermittelt (Abbildung 29). Betrachtet man die Isobasen der 2. Ordnung als Referenzfläche, können verschieden herausgehobene ("uplifted") Gebiete bestimmt werden. Die Werte > 160 m entsprechend den am weitesten herausgehobenen Flächen auf Basis der Isobasen der 2. Ordnung. Diese Flächen erstrecken sich im Vogtland, um Aue, bei Altenberg im Osterzgebirge und um Pirna-Königstein. Dabei erkennt man deutlich eine Zweiteilung des Erzgebirges entlang des tief-ingeschnittenen Laufes der Flöha (Lineament Iso5). Südwestlich der Flöha kann ein polygonales Gebiet mit hohen Werten ausgehalten werden. Dazu im Gegensatz stehen das östliche Erzgebirge und die Lausitz.

Ebenfalls hohe Werte findet man im westlichen Teil des Granulitgebirges. Hier sind die anomalen Werte mit dem inneren Schiefermantel des Granulitgebirges verbunden, das Granulit-Massiv hebt sich schwach aus der Karte hervor. Ein anderes Gebiet mit hohen Werte findet man westlich Pulsnitz. Auch hier sind die hohen Werte an kontaktmetamorphe Gesteine – Metagrauwacken – gebunden.

Gebiete mit Werten zwischen -18 und $+19$ (Abbildung 29) sind wenig oder nicht herausgehoben im Vergleich zur Referenz-Fläche. Diese Gebiete findet man vor allem im Elbtal, untergeordnet beispielsweise im Weißeritz-Tal bei Tharandt und am Oberlauf der Flöha. Die mit weißem Stern gekennzeichneten Gebiete anthropogener Beeinflussung (Tagebaue) erscheinen mit negativen Werten, beispielsweise in Nordwest-Sachsen.

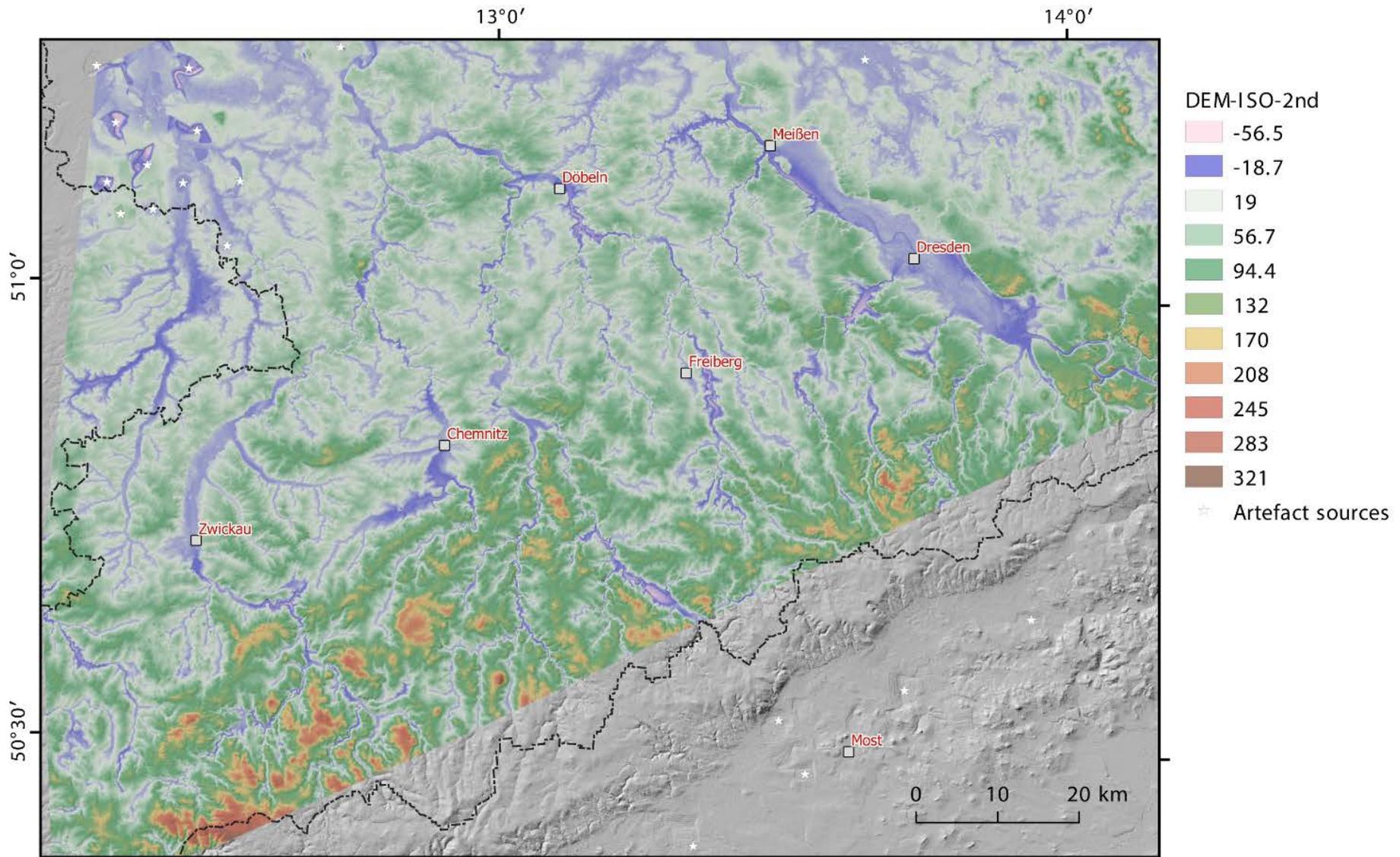


Abbildung 29: Karte der Differenz zwischen aktueller geographischer Reliefhöhe und den Isobasen der 2. Strahlerordnung für das Erzgebirge (DGM10).

4.2 Oberflächenanalyse – Interpretation von Lineamenten aus den dynamischen Karten

Die im Folgenden beschriebenen Lineamente wurden aus dem Zusammenhang von geomorphologischen Merkmalen, Landschaftsformen, bereits bekannten Strukturen sowie neuen Merkmalskombinationen interpretiert.

4.2.1 Karten des Lokalen Reliefs

Die Karte des Lokalen Reliefs (LR) zeigt die Verteilung der Einschneidung durch den Erosionseffekt des Drainagenetzes. Die LR-Karte von Sachsen und angrenzenden tschechischen und polnischen Gebieten (Abbildung 30) wurde auf der Basis des DGM10 für Sachsen und des DGM30 für angrenzende Gebiete mit einem gleitenden Fenster von 3 km gerechnet. Die sich aus der Kartendarstellung ergebenden Lineamente entsprechen hohen Gradienten oder anomal hohen Werten. Das Westerzgebirge wird durch die NW-streichenden Lineamente LR_2 und LR_4 in Subgebiete mit nach NE abnehmenden Werten getrennt. Nach NW begrenzen die Lineamente LR_1, LR_3 und LR_11 das Westerzgebirge gegen Gebiete mit geringerer Einschneidung (Vorerzgebirgssenke, Granulitgebirge und das Flachland um Döbeln). Im mittleren und Osterzgebirge markieren die Lineamente LR_5, LR_10 (Pillnitz) LR_7 (Pulsnitz) und LR_6 (Cunewalde-Tal) lokal begrenzte Anomalien.

Die Lineamente des Eger-Grabens von Cheb im Westen nach Most (LR_15, LR_16, LR_21, und LR_32) zeigen einen deutlichen NE-Trend. Diese Lineamente entsprechen einem sehr hohen Gradienten der LR-Werte. Nordöstlich von Most, wo Lineament LR_4 das gesamte Erzgebirge durchschlägt, zeigen die generell NE-streichenden Lineamente LR_22, LR_23 und LR_24 einen irregulären Zick-Zack-Verlauf. Südlich markiert das NE-streichende Lineament LR_26 (Litomeřice Störung?) das stark eingeschnittene Verbreitungsgebiet der tertiären Vulkanite im Böhmisches Mittelgebirge.

Im Vogtland verläuft das Lineament LR_9 parallel zu den vermuteten Störungen. Das Lineament wurde an einer Linie von LR-Werten höher als 204-270 gegenüber wesentlich geringeren Werten orientiert. Die NE-streichenden Lineamente LR_1 und LR_3 begrenzen die höher gelegenen Regionen des Westerzgebirges (LR-Werte höher 270) gegen das Erzgebirgsvorland (LR-Werte geringer als 138). Das NW-streichende Lineament LR_4 ist durch einen Wechsel der durchschnittlichen Werte von 336 (SW) zu 270 (NE) charakterisiert. Dieses Lineament verläuft parallel zur postulierten Flöha-Zone und grenzt das Zentrale und Westerzgebirge gegen das Osterzgebirge ab. Im Osterzgebirge wurde das NE-streichende Lineament LR_5 an einem plötzlichen Wechsel der Werte von 138 bis zu 402 in der Nähe von Frauenstein angelegt. Bisher sind in dieser Zone keine jungen tektonischen Strukturen bekannt. Zwischen Pillnitz und Ottendorf erstreckt sich das Lineament LR_10 und zeigt entlang des Elbhangs einen abrupten Wechsel der LR-Werte von 72 auf 336 an. Das Lineament LR_7 trennt den Lausitzer Hoch- vom Lausitzer Tiefblock. Die E-W streichende Anomalie LR_6 liegt nördlich der vermuteten Cunewalde-Störung.

Eine interessante Frage ergibt sich aus der LR-Karte: Die Lineamente LR_1 und LR_3 setzen sich nach Chemnitz in nordöstlicher Richtung nicht fort, aber ein geringer Gradient zwischen Freiberg und Dresden könnte als Lineament interpretiert werden. Die fehlende Anomalie weist aber darauf hin, dass das Vorland des Osterzgebirges wenig durch das Drainagenetz eingeschnitten und die Landoberfläche relativ homogen und flach ist.

Die höchsten LR-Werte (höher 384) sind im Gebiet um Auerbach konzentriert (Fläche LR_P1 in Abbildung 30). Die Fläche um Auerbach ist das größte Gebiet mit hohen LR-Werten, begrenzt durch die Lineamente LR_11 und LR_2. Als schmale Relikte sind die Flächen LR_P2 und LR_P3 um Annaberg-Buchholz erhalten. Um Altenberg treten ebenfalls hohe Werte auf, das Gebiet ist als LR_PL4 ausgehalten. Das Gebiet der Sächsischen Schweiz (LR_PL5) hat ebenfalls hohe Werte (> 400). Zwischen beiden Flächen gibt es eine Übergangszone mit Werten zwischen 270 – 330.

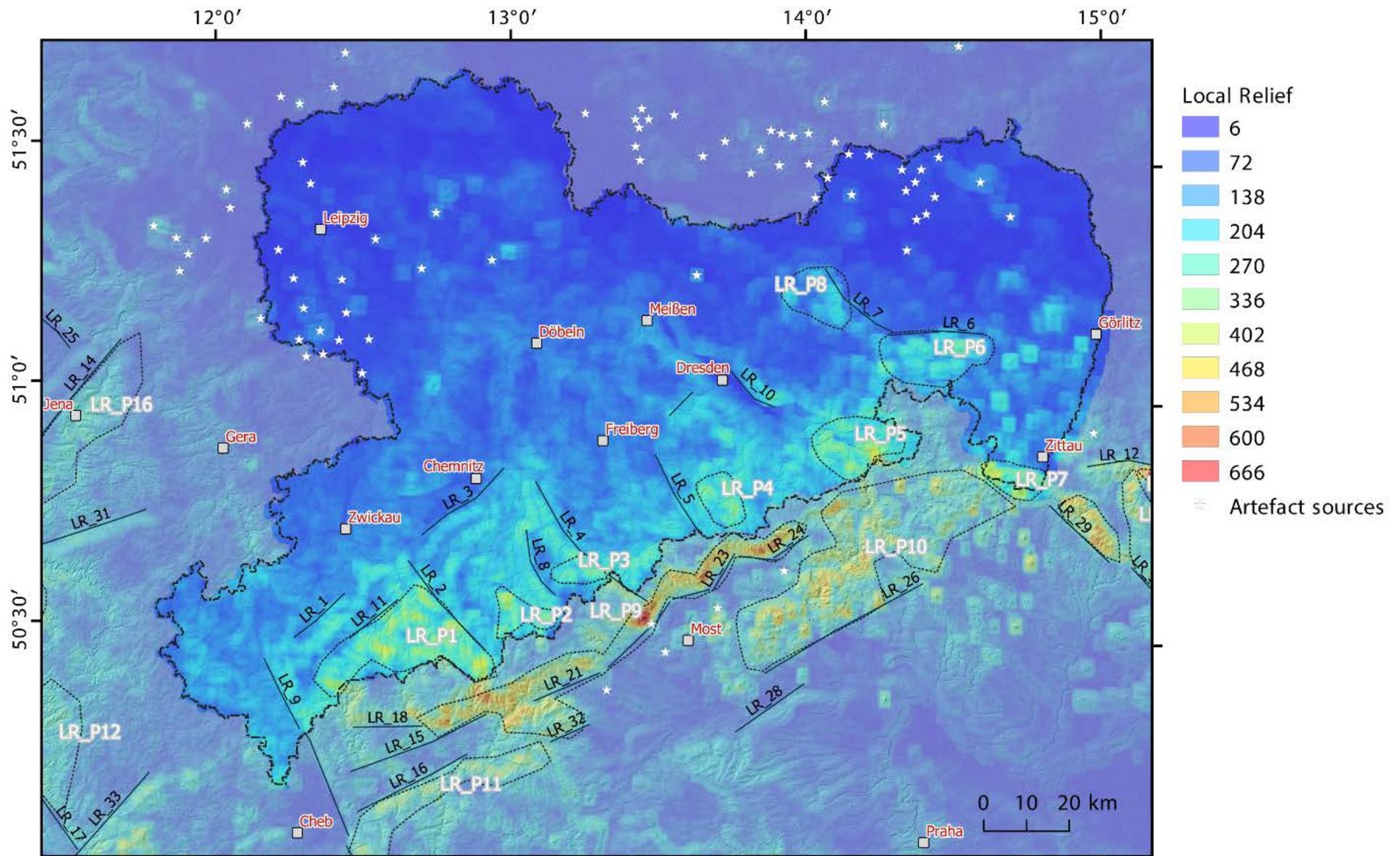


Abbildung 30: Karte des Lokalen Reliefs. Größe des gleitenden Fensters 3 km, DGM10 und DGM30.

Hohe Werte treten ebenfalls in der Oberlausitz auf: LR_PL8 im Gebiet östlich Pulsnitz mit Aufschlüssen von kontaktmetamorpher Grauwacke sowie LR_PL6 im Gebiet des Oberlausitzer Berglandes. Entlang der Lausitzer Überschiebung treten lokal im Zittauer Gebirge (LR_LP7) und am Jeschken (LR_LP29) LR-Werte zwischen 400 – 450 auf. Hohe Werte treten auch im östlichen Teil des Egergrabens auf. Die höchsten LR-Werte (530 – 660) treten im mittleren Teil des SE-Abfalls des Erzgebirges auf. Das weist darauf hin, dass die höchsten Teile des Erzgebirges (auf tschechischer Seite) sehr stark durch das Drainagenetz eingeschnitten sind.

4.2.2 Karte der Oberflächenrauigkeit

Die Karte der Oberflächenrauigkeit (SR) wurde mit einem gleitenden Fenster von 3 km über dem DGM10 für Sachsen und dem DGM30 für die angrenzenden Gebiete (Abbildung 31) berechnet. Hohe SR-Werte entsprechen einer stark gegliederten Landschaft, während SR-Werte nahe Eins für flache Oberflächen charakteristisch sind. Die linearen Anomalien in der SR-Karte wurden mit dem Präfix „SR“ nummeriert. Die häufigsten Trends sind N-S (SR_16, SR_29, SR_13, SR_4, SR_8, SR_5, SR_35, SR_40, SR_22, SR_24, SR_33 und SR_25), NW (SR_11, SR_7, SR_37, SR_41, SR_27, SR_36, SR_45, SR_30, SR_32 und SR_31) sowie NE (SR_12, SR_14, SR_17, SR_19, SR_21 und SR_34) gerichtet. Die genannten Anomalien wurden für linear angeordnete Werte größer 1,03 interpretiert. Die deutlichsten Lineamente sind mit bekannten und vermuteten neotektonischen Störungen assoziiert. Das Lineament SR_16 verläuft in weiterer Verlängerung der Mariánské-Lázně-Störung (MLF) durch das Vogtland. Parallel zu diesem Lineament verlaufen die Anomalien SR_29 und SR_13 mit SR-Werten bis zu 1,09. Das Lineament SR_11 verläuft im Streichen der Gera-Jáchymov Zone (GJZ). Das Projekt-Gebiet wird morphologisch im Süden durch die Lineamente SR_12 und SR_19 entlang des Erzgebirgsabbruchs begrenzt. Nordöstlich von Most verläuft die Anomalie in der schon im Kapitel „Lokales Relief“ beschriebenen Zick-Zack-Linie entlang des südlichen Erzgebirges. Dieser Wechsel im Streichen wird wieder durch Anomalien (SR_7 und SR_37) parallel zum Flöha-Tal begrenzt. Die Anomalien SR_20 und SR_21 begrenzen die Vulkanite des Böhmisches Mittelgebirges. Den größten Gradient der SR-Werte (bis zu 1,15) findet man in der NE-Begrenzung des ostelbischen Drainagesystems, welches sich tief in kretazische Sandsteine und Granodiorite des Lausitzer Massives eingeschnitten hat. Die Lineamente SR_45, SR_31 und SR_32 mit SR-Werten bis zu 1,09 sind nahezu identisch oder laufen parallel zu Teilen der Lausitzer Überschiebung. Die Anomalien SR_27, SR_28 und SR_25 in der Umgebung von Gera begrenzen die Plateaus von Buntsandstein. Die Anomalien begrenzen hier eine fast rechteckige Fläche mit SR-Werten zwischen 1,05 - 1,06.

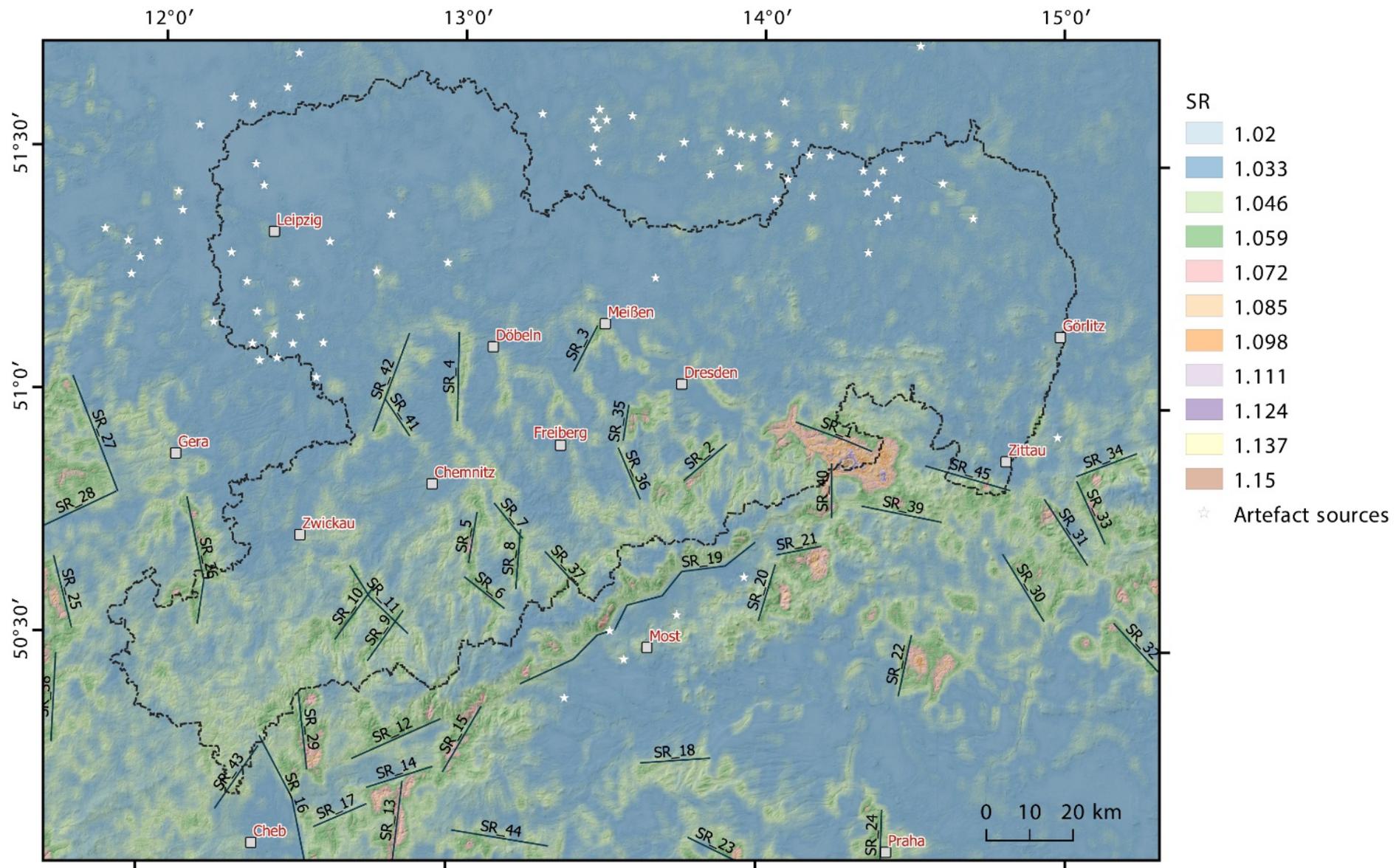


Abbildung 31: Karte der Oberflächen-Rauigkeit. Größe des gleitenden Fensters 3 km, DGM10 und DGM30.

4.2.3 Karte des Hypsometrischen Integrals (Relief-Höhe-Verhältnis)

Die Karte des Hypsometrischen Integrals (Elevation Relief Ratio – ERR) zeigt die Verteilung des Reliefs innerhalb eines gleitenden Fensters. Der Wert ERR wurde mit einem gleitenden Fenster von 3 x 3 km berechnet (siehe Abbildung 32). Die hohen ERR-Werte kennzeichnen vor allem morphologische Hochlagen, die darin eingeschnittenen Flüsse (z. B. Elbe, Zwickau, Zschopau, Chemnitz) zeigen im Gegensatz dazu niedrige Werte an. Die ausgehaltenen Lineamente orientieren sich an hohen, linearen Gradienten zwischen hohen und niedrigen Werten. Hohe Werte können in gut erhaltener flacher Topographie, am Kontakt von ebenen Flächen mit Gebieten mit höherer Denudation oder am Rand von starken Geländeabbrüchen auftreten. Mittlere Werte sind charakteristisch für Gebiete geringer topographischer Höhe, oder für Gebiete hoher Altitude, die jedoch relativ stark denudiert sind. Die höchsten ERR-Werte wurden in den Gebieten um Freiberg, Mittweida und Frankenberg ermittelt, die von Andreani et al. (2014) als Mittelsächsisches Hochland (Mittelsachsen Highlands) beschrieben wurden. Diese Gebiete sind weitgehend von Weichsel-zeitlichen Löß und Lehm bedeckt, welcher das vorher vorhandene Relief oftmals ausgeglichen hat. Das bedeutet, dass die rezent sichtbare Oberfläche jünger als die Weichselvereisung ist.

Das Lineament ERR_22 ist an den Geländeabbruch der aktiven MLF gebunden, die mögliche Fortsetzung dieser Störung in das Vogtland wird durch das Lineament ERR_7 angezeigt. Die NE-streichende Lineament ERR_17 und ERR_18 verlaufen parallel zum südlichen Erzgebirgsabbruch, der morphologisch südlichen Grenze des Projektgebietes. Die NE-streichenden Lineamente ERR_11 und ERR_2 sowie das NW-, parallel zum Flöha-Tal streichende Lineament ERR_3 begrenzen die schon weiter oben beschriebene Fläche des mittleren und westlichen Erzgebirges. Diese Fläche wird von dem untergeordneten, NW-streichenden Lineament ERR_8 südlich von Zwickau unterbrochen. Auffallend ist das Lineament ERR_5, welches, ausgehend vom Duppauer Gebirge das Erzgebirge durchschlägt und sich in nördlicher Richtung als Lineament ERR_6 im Granulitgebirge fortsetzt. Wichtige Elemente sind die Lineamente ERR_4 und ERR_13, welche das Elbtal erfassen. Auffallend ist, dass der Durchbruch der Elbe durch das Elbsandsteingebirge mit dieser Methode nicht erfasst wird. Östlich des Elbtals sind ausschließlich mittlere ERR-Werte zu finden, die Verbreitung der post-glazialen Sedimente ist auf lokale Vorkommen nördlich und östlich des Oberlausitzer Berglandes beschränkt. Das könnte auf eine stärkere post-glaziale Abtragung zurückzuführen sein.

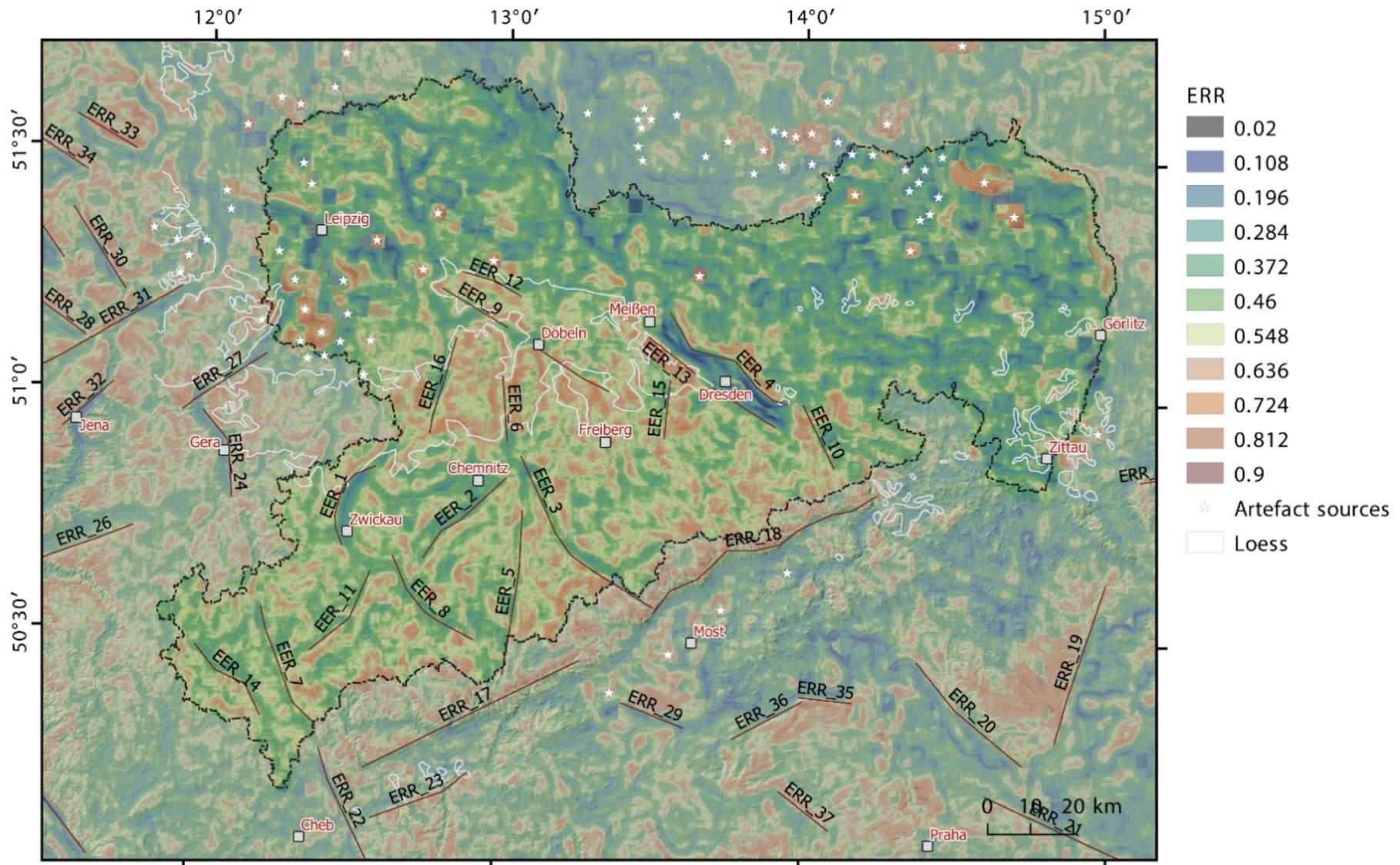


Abbildung 32: Karte des Hypsometrischen Integrals (Verhältnis von Höhe zu Relief). Größe des gleitenden Fensters 3 km, DGM10 und DGM30.

4.2.4 Karte des Oberflächen-Index

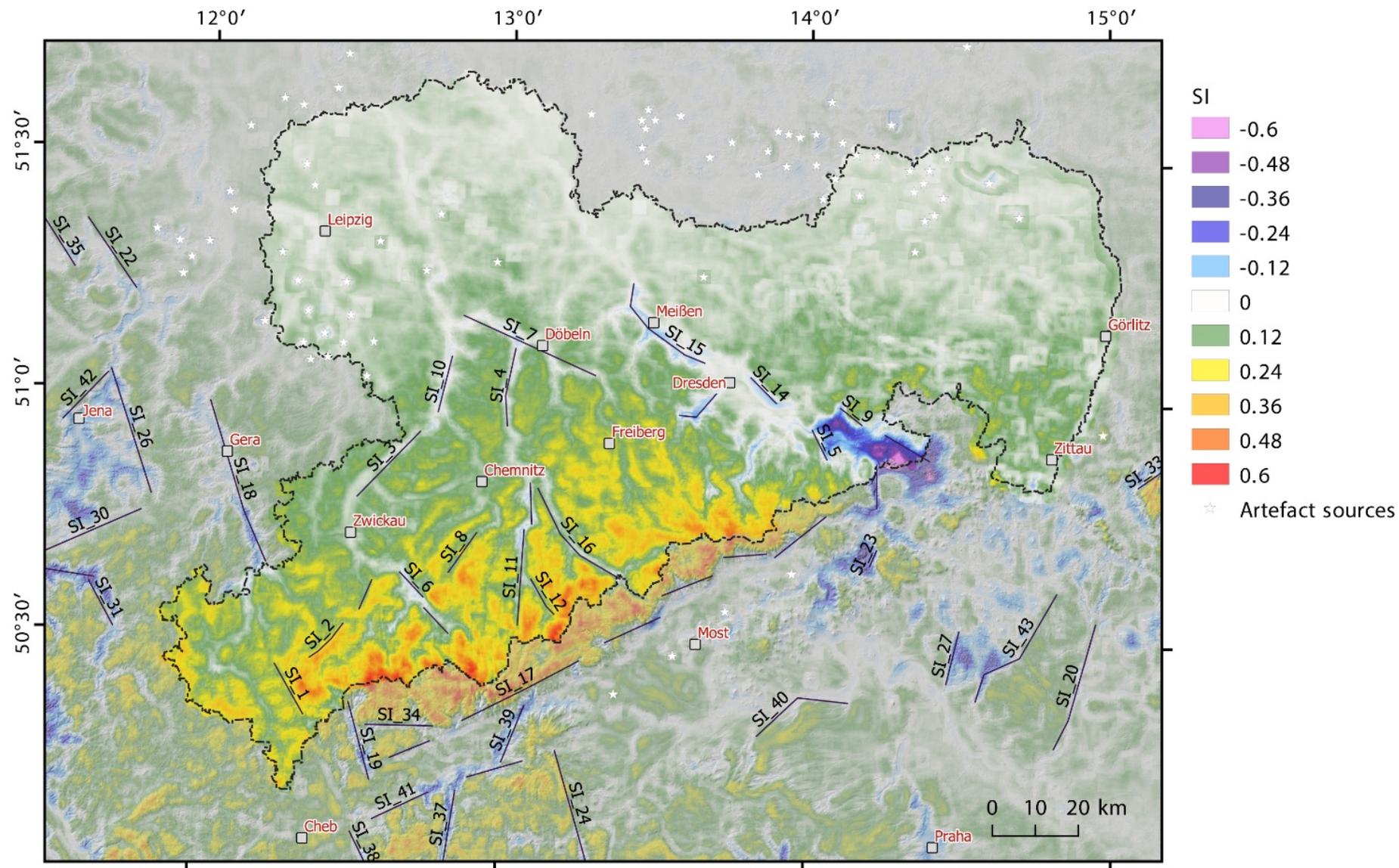


Abbildung 33: Karte des Oberflächen-Index. Größe des gleitenden Fensters 3 km, DGM10 und DGM30.

Die Verteilung der Werte des Oberflächen-Index (SI) ist in der Karte in Abbildung 33 dargestellt. Hohe SI-Werte (0,36 – 0,6) sind charakteristisch für relativ flache hoch liegende Flächen, mittlere SI-Werte (0 – 0,12) für ebene, tief liegende Fläche und negative Werte sind charakteristisch für morphologisch stark eingeschnittene Gebiete in größerer Höhe.

Folgt man dieser Gliederung, entspricht das Erzgebirge einer ebenen Fläche in größerer Höhe, im Süden begrenzt durch den Erzgebirgsabbruch. Im Westen folgt ein Gradient der nordwestlichen Fortsetzung der MLF (Lineament SI_1), parallele Elemente können nicht sicher dargestellt werden. Wie schon in den vorhergehenden Indizes dargestellt, wird das Gebiet des westlichen und mittleren Erzgebirges durch die Lineamente SI_2, SI_8 und SI_16 begrenzt und durch die Lineamente SI_6, SI_12 und SI_34 gegliedert. Das N-S-streichende Lineament SI_11 durchschlägt dieses Gebiet und setzt sich im Lineament SI_4 im Granulitgebirge fort. Das östliche Erzgebirge erscheint als einheitlicher Block. Die einheitlichen Werte des Osterzgebirges wird abrupt beendet durch die negativen Werte des tief eingeschnittenen, ostelbischen Teils des Elbsandsteingebirges (Lineamente SI_9 und SI_5) sowie durch schwache Anomalien im Elbelauf zwischen Pirna und Meißen (Lineamente SI_14 und SI_15). In der Lausitz zeichnet sich mit SI-Werten um 0,12 schwach das Lausitzer Bergland ab, vermutet Störungen wie die Cunewalde-Störung treten nicht in Erscheinung. Der nördliche Teil von Sachsen tritt mit SI-Werte nahe Null morphologisch nicht in Erscheinung.

4.2.5 Karte des Topographischen Positionsindex

Die Verteilung des Topographischen Positionsindex (TPI) ist in Abbildung 34 dargestellt. Die Analyse konzentrierte sich auf lineare Gradienten mit TPI-Werten von >60 und <-60. Man kann davon ausgehen, dass die niedrigen Gradienten V-förmige, nicht equilibrierte, tief eingeschnittene Täler darstellen. Die hohen Gradienten können auch mit scharfen Geländeabbrüche an ebenen Flächen assoziiert sein.

Beispiele für letzteren Fall sind die Abbrüche des Oberlausitz-Plateaus und des Mittelsächsischen Hochlandes gegen das Elbtal oder der Südabbruch des Erzgebirges in den Egergraben. Der Abbruch des Erzgebirges markiert mit den Lineamenten TPI_81, TPI_71 und TPI_78 wie schon vorher beschrieben die südliche Grenze des betrachteten Gebietes. Auch im TPI wird die morphologische Zweiteilung des Abbruchs nordöstlich von Most deutlich. Um tief eingeschnittene, V-förmige Täler nachzuweisen, wurden außer linearen Phänomenen auch Täler mit irregulärem Verlauf aber hohen Gradienten in Betracht gezogen. Die größte Fläche mit irregulärem, tief eingeschnittenem Drainagenetz ist das Gebiet des westlichen und mittleren Erzgebirges zwischen den Lineamenten TPI_15 (MLF) und TPI_22 (Flöha-Tal). Im Nordwesten wird das Gebiet durch die Lineamente TPI_1 und TPI_10 begrenzt, im Süden durch den Erzgebirgsabbruch (TPI_81 und TPI_71). Ein zweites Gebiet mit irregulärem Drainagenetz kann südlich von Dresden ausgehalten werden. Dieses Gebiet wird durch die Lineamente TPI_21 und TPI_67 im Westen und durch die Lineamente TPI_59 und TPI_66 im Osten begrenzt. Im südlichen Teil des Gebietes hat sich die Elbe in ein enges, strikt NW-gerichtetes Tal eingeschnitten. Sobald die Elbe das südliche Gebiet über die NNW-gerichtete Linie aus TPI_6 und TPI_16 verlässt, fließt sie mäandrierend in einer breiten Flutebene. Die südwestliche Seite des Elbtals zeigt ein „Umknicken“ der Zuflüsse der Elbe aus nordwestlicher bis nördlicher Richtung in die nordöstliche Fließrichtung entlang der Linien aus den Lineamenten TPI_7 und TPI_34. Die ostelbische Seite des Elbsandsteingebirges weist eine Scharung von NW-streichenden Elementen auf (TPI_59, TPI_66, TPI_74). Der nordöstliche Teil ist durch die steilen Abbrüche bei Pillnitz (TPI_16) und Oberau (junge Störung, TPI_5) gegliedert. Das Gebiet der Lausitz zeigt ähnliche TPI-Werte wie das östliche Erzgebirge, jedoch keine prägnant ausgebildeten Gradienten des Drainagenetzes. Ausnahmen bilden das Cunewalde-Tal (TPI_2) und das Lineament TPI_20, welches das Zittauer Gebirge mit jungen Erosionskesseln nach Norden begrenzt (TPI_20).

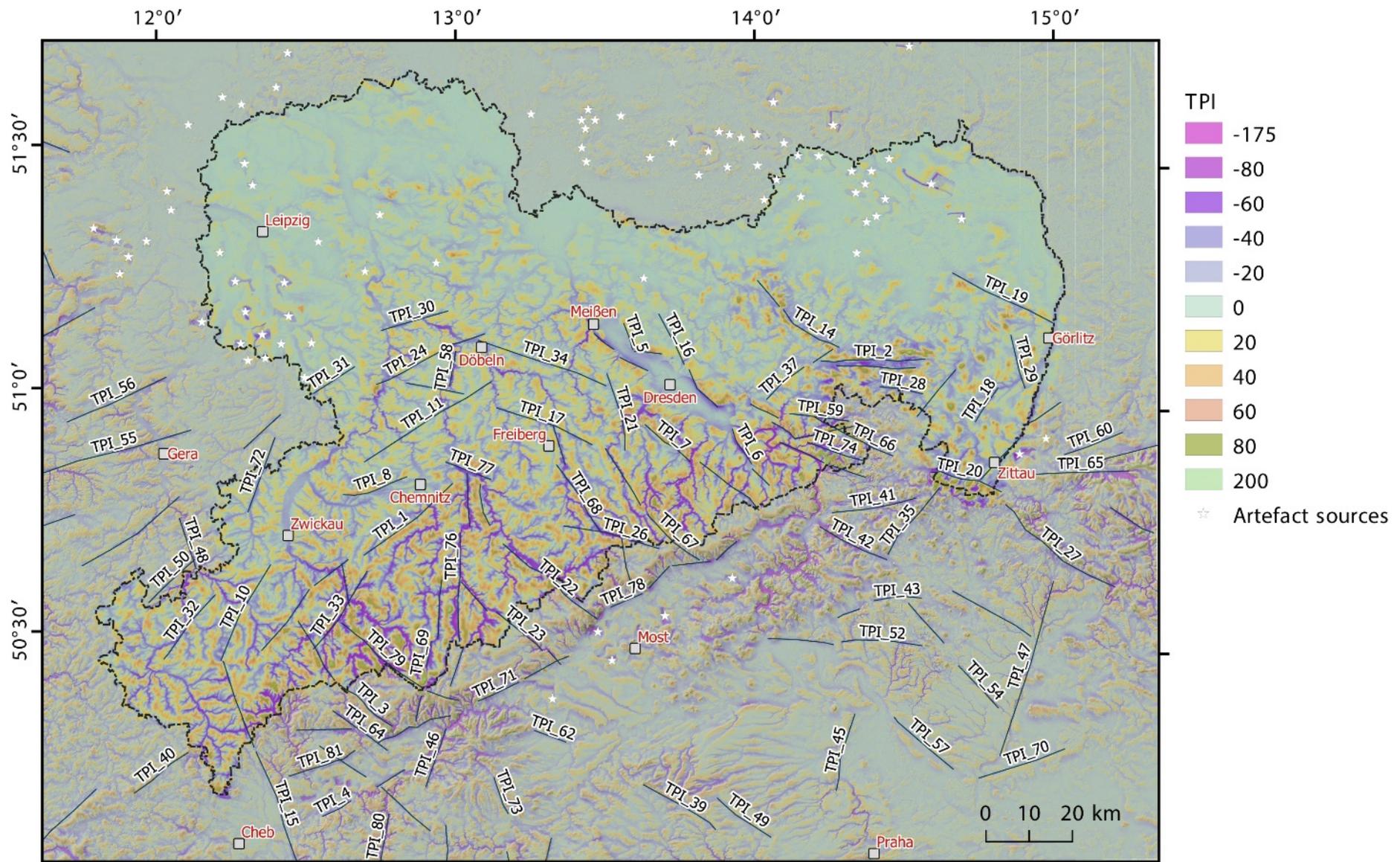


Abbildung 34: Karte des Topographischen Positionsindex. Größe des gleitenden Fensters 3 km, DGM10 und DGM30.

Nördlich von Freiberg und Chemnitz dominieren undeutliche NE-streichende (TPI_11, TPI_24, TPI_30) und NW-streichende Elemente (TPI_17 und TPI_34) die Karte. Ein wichtiges, im Kartenbild deutlich hervortretendes Element ist die N-S-streichende, im Einzugsbereich von Selma und Zschopau gelegene Anomalie (TPI_69, TPI_76). Sie erstreckt sich vom Duppauer Gebirge im Süden bis östlich Chemnitz und findet wahrscheinlich im Granulitgebirge im Lineament TPI_58 östlich Döbeln ihre Fortsetzung.

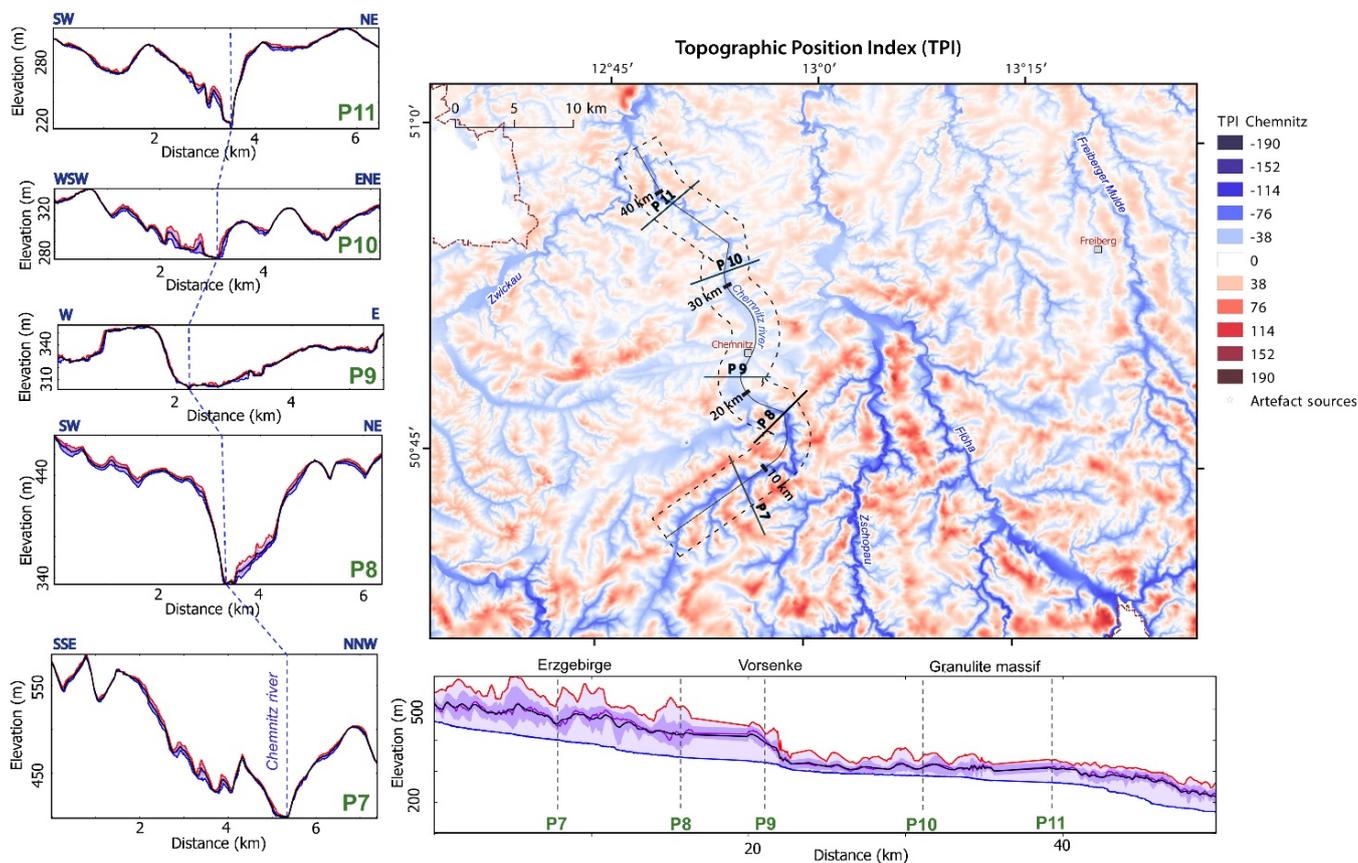


Abbildung 35: Detailkarte des TPI (gleitendes Fenster 1 km) für das Gebiet um Chemnitz. Unten: Streifenprofil des TPI entlang der Chemnitz, Breite 10 km; links: Streifenprofile quer zur Fließrichtung zeigen die Talform an.

Eine Ausschnittskarte (gleitendes Fenster 1 km) des TPI im mittleren Erzgebirge zeigt Details der topographischen Einschneidung im Gebiet der Chemnitz – Zschopau – Flöha (Abbildung 33). Die höchsten Werte treten im Erzgebirge und im inneren Schiefermantel des Granulitgebirges auf. Die hohen Werte werden durch ein NE-streichendes Element begrenzt (Andreani et al., 2014), welches von SW bis an das Flöha-Tal reicht. Das Streifen-Profil der TPI-Werte längs des Chemnitz-Flusses zeigt an dieser Stelle einen deutlichen Absatz. Das bedeutet, dass der südliche Teil gehoben worden ist und jetzt tiefer eingeschnitten ist als der nördliche Teil. Dieser Unterschied wird auch in der Pseudo-Talform sichtbar: Tief eingeschnittene Täler im Erzgebirge (P7 und P8), breite Täler in der Erzgebirgsvorsenke (P9 und P10), und im Norden erneut ein stark eingeschnittenes Tal im Granulitgebirge. Hier ist das enge Tal wahrscheinlich lithologisch bedingt.

4.3 Auswertung der topographischen Streifenprofile (swath profiles)

Zur Unterstützung der in den vorhergehenden Kapiteln beschriebenen morphometrischen Indizes und dynamischen Karten wurden vier Streifenprofile über das Erzgebirge gelegt. Es wurde ein 10 km-breites Profil entlang des oberen Erzgebirges gelegt und topographische Höhen sowie alle errechneten Indizes entlang des Profils extrahiert (siehe Profil 8 in Abb. 36 und Abbildung 35).

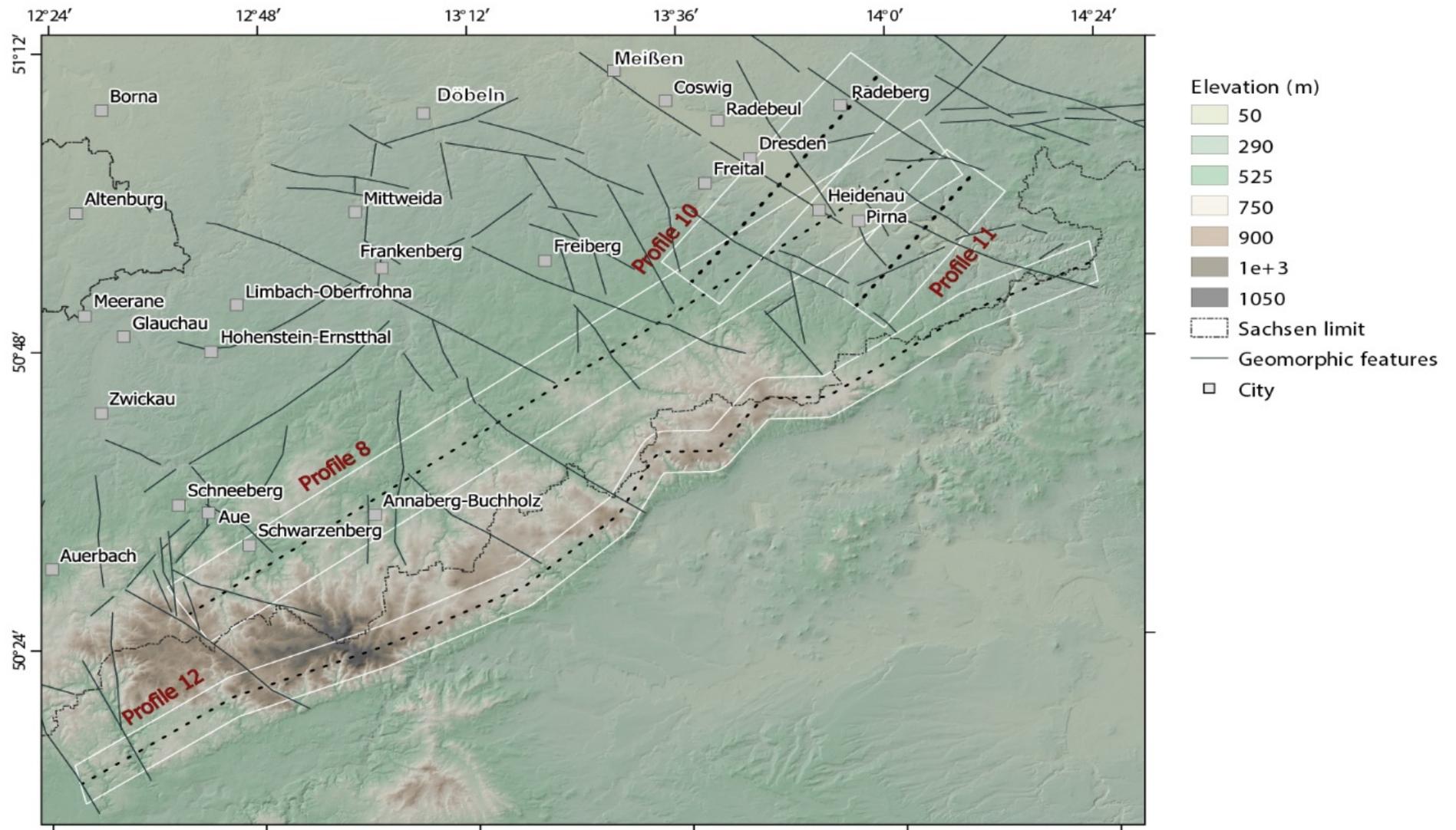


Abbildung 36: Lage der Streifenprofile im Erzgebirge.

Die Höhen-Werte zeigen den Trend der Neigung der Topographie (Profil 8 in Abbildung 35). Von Johanngeorgenstadt bis zum Flöha-Tal zeigt das morphologische Profil eine Reihe von NE-gekippten Blöcken. In der Nähe von Annaberg wird der „gekippte“ Block von der Wiesenbader Störung begrenzt (sog. „Annaberg-Hoch“). Der Block zwischen der Wiesenbader Störung und dem Flöha-Tal („Marienberg-Hoch“ nach Andreani et al., 2014) ist ebenfalls NE rotiert. Östlich des Flöha-Tals setzt sich im Profil eine flache Morphologie bei etwa 600 m bis auf die Höhe von Dippoldiswalde (Osterzgebirge-Hoch) fort. Von Dippoldiswalde nordostwärts neigt sich die Topographie in Richtung des Elbtals bis zum Elbsandsteingebirge.

Die Oberflächenrauigkeit (SR) zeigt hohe Werte für den Block von Johanngeorgenstadt bis zur Wiesenbader Störung, im Unterschied zu den nordöstlich anschließenden Gebieten. Die Hochgebiete von Annaberg, Marienberg und dem Osterzgebirge zeigen homogene und konstante SR-Werte. Dasselbe gilt für die ERR-Werte sowie deren Maximum- und Minimum-Werte (grüne Linien), die auch die oben beschriebene Blockgliederung stützen. Die Analyse im Streifenprofil berücksichtigt auch die Kombination von geomorphologischen Indizes, dynamischen Karten und bekannten oder vermuteten Störungen, um so neue geomorphologische Lineationen oder Anomalien zu identifizieren (Abbildung 35). Der Chi-Gradient weist hohe Werte auf, wenn das Streifenprofil bekannte Störungen kreuzt. Hohe Chi-Werte treten beispielsweise an der Wiesenbader Störung und westlich des Flöha-Tals auf. Die ERR-Werte weisen ebenfalls Diskontinuitäten auf. So zeigt das Profil 8 abrupte Wechsel von hohen und niedrigen Werten in der Nähe von Störungen oder tiefen morphologischen Einschnitten. Solche abrupten Wechsel findet man im Profil 8 an der Wiesenbader Störung, am Flöha-Tal oder im Elbtal.

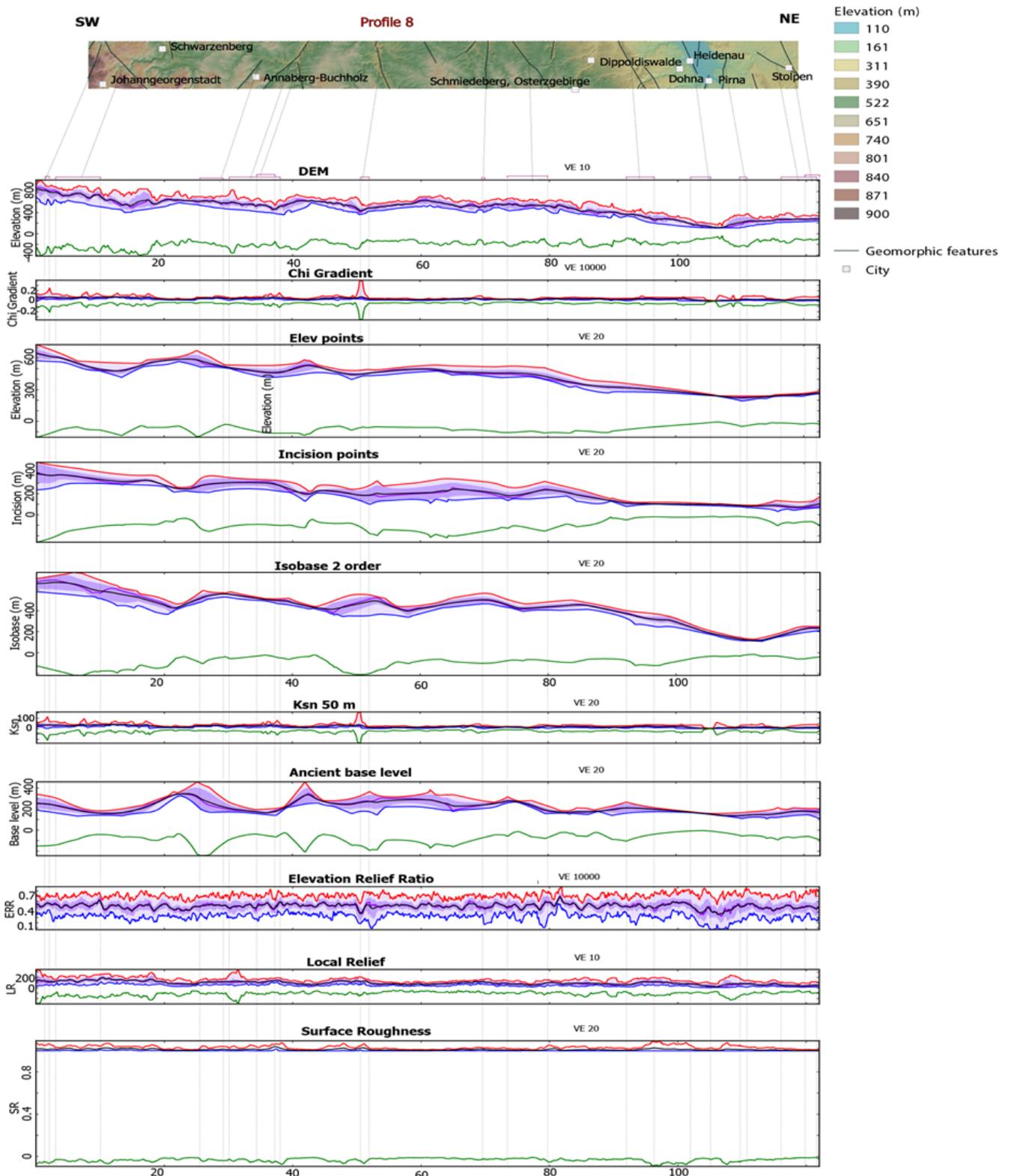


Abbildung 37: SW-NE Streifenprofil der geomorphologischen Indizes über das Erzgebirge.

In Abbildung 36 sind die Höhenwerte von zwei Profilen über das Elbtal dargestellt. Das SW-NE-Profil 10 kreuzt das Elbtal in der Höhe von Pillnitz, das Elbtal ist sehr breit, die Einschneidung (grüne Linie) ist fast null. Das Tal ist beiderseits von relativ hohen Geländeabbrüchen gerahmt. Die südwestliche Seite weist rotierte Oberflächen auf (Elbsandsteingebirge), während die NE-Seite einer flachen Oberfläche (Lusatian Plateau nach Andreani et al., 2014) entspricht. Das Profil 11 ist in Höhe Königstein angelegt und weist eine

andere Morphologie auf. Die SW-Seite zeigt wieder NE-gekippte Oberflächen, jedoch mit einer höheren Einschneidung (grüne Kurve). Die Elbe ist sehr stark eingeschnitten und bildet ein V-förmiges Tal aus. Im Kartenbild sieht man stark eingeschnittene Mäander einer ähnlichen Amplitude (ca. 5 km) wie in der weiten Flutebene um Dresden. Das bedeutet, dass die Sandstein-Serien differenziell gehoben wurden. Die Geschwindigkeit der Heraushebung muss ähnlich der Erosionsrate der Elbe sein, damit die Mäander erhalten bleiben konnten. Im Gegensatz zum Profil 10 scheinen das Oberlausitz-Plateau und der nordöstliche Teil des Elbsandsteingebirges nach SW rotiert worden zu sein.

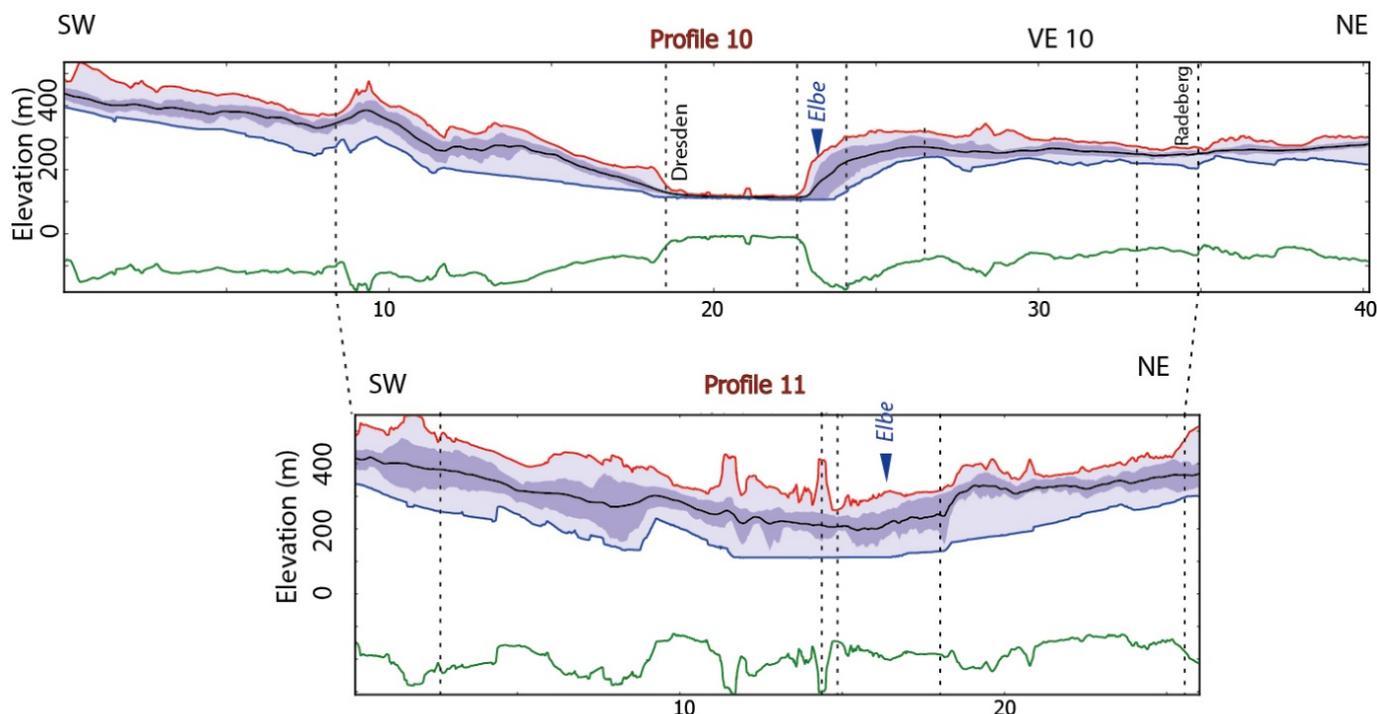


Abbildung 38: Streifenprofile über das Elbtal bei Pirna (Profil 10) und Königstein (Profil 11).

Das Streifenprofil entlang des Erzgebirgs-Kamms (Profil 12, Abbildung 37) erfasst die Höhenwerte an der nördlichen Schulter des Eger-Grabens. Das Profil beginnt mit einer relativ flachen Oberfläche (Klingenthal-Oliví-Plateau) mit geringer Einschneidung (grüne Linie in Profil 12), die im Nordosten von einem NW-streichenden Element in der Gegend um Johanngeorgenstadt begrenzt wird (Bereich A bei Kilometer 29). Diese Fläche scheint vom nordöstlich angrenzenden Eibenstock-Hoch getrennt zu sein oder gehört zur selben Fläche, ist aber nicht so stark gehoben.

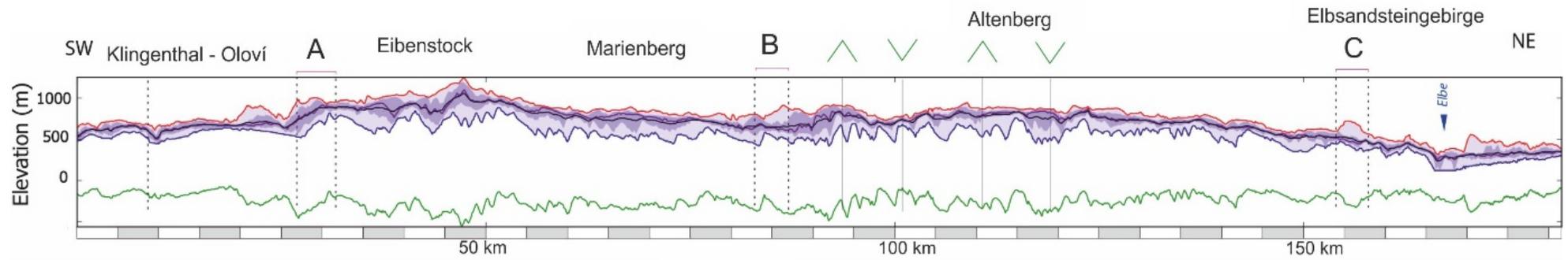


Abbildung 39: Streifenprofil 12 entlang des Erzgebirgskamms (Nördliche Schulter des Eger-Grabens).

Der westliche Teil des Profils wird von der Peak-förmigen Hochlage von Eibenstock dominiert (Profilkilometer 30-50), hier treten die größten Höhenwerte und die stärkste Einschneidung auf. Die Ebene nordöstlich des Eibenstock-Hochs fällt flach nach NE ein, es deutet sich eine Blockrotation in dieselbe Richtung an. Die flache Geländeneigung endet am Flöha-Tal (Bereich B bei Kilometer 85). Das Gebiet zwischen den Profilkilometern 60 – 80 wird als „Marienberg-Hoch“ bezeichnet. Nordöstlich des Flöha-Tals verläuft das Profil in dem bereits beschriebenen Abschnitt mit „Zickzack“-Muster des Erzgebirgsabbruchs (Abbildung 34). Die Knickpunkte des Profils sind durch grüne Pfeile markiert. Von Brandov-Olbernhau bis zum Altenberg-Hoch bleiben die Höhenwerte etwa auf dem gleichen Niveau. Die stark schwankende Einschneidung ist auf eine Vielzahl von nach Süd-entwässernden Bächen mit rückschreitender Erosion zurückzuführen. Entsprechend ist die Schwankung der regionalen Einschneidung. Die scheinbar durch die Interferenz von Störungen geprägte Kammlinie endet nach dem Altenberg-Hoch und geht in die flach nach NE fallende Ebene des Osterzgebirges mit geringerer Einschneidung über. Der Übergang zum Elbsandsteingebirge ist durch eine relativ ruhige Linie der minimalen Topographie und der Einschneidung charakterisiert. „Ausreißer“ wie am Beispiel C können mit lokalen Effekten eines Inselberges, in diesem Fall des Tafelberges Děčinský Sněžník erklärt werden. Das V-förmige Elbtal ist an einem Trendwechsel der minimalen topographischen Höhen (untere blaue Linie in Profil 12) zu erkennen. Nordöstlich des Elbtals steigen die minimalen topographischen Höhen homogen und kontinuierlich an, was auf ein junges, in Entwicklung befindliches Drainagenetz hinweist.

4.4 Effekte der pleistozänen Vereisung auf das Drainagenetz und die Landschaft

Vor einer Diskussion des möglichen Einflusses der pleistozänen Vereisung auf die Landschaftsformen im südlichen Sachsen soll ganz kurz auf die Grundlagen der Diskussion eingegangen werden. Die Landschaftsmerkmale der Elster-Eiszeit sind nicht sehr gut erhalten. Die maximale Ausdehnung ist nur nach Verbreitung von glazigenen Sedimenten nachgezeichnet worden (Eissmann, 2002; Böse et al., 2012). An der Nordgrenze der thüringisch-sächsischen Mittelgebirge reichte die Elster-Vereisung weiter südlich als die Saale-Vereisung. Diese Südgrenze wird traditionell mit der sogenannten „Feuerstein-Linie“ gezogen, der weitesten Verbreitung von nordischen Geschieben (Wagenbreth & Steiner, 1990; Böse et al., 2012). Die Gletscher haben sich bis auf eine (rezente) Höhe von 400 – 500 m üNN auf die Mittelgebirge geschoben (Böse et al., 2012). Am Nordrand des Harzes sind Seen nachgewiesen, die sich vor dem Gletscher aufstauten. Ähnliche Szenarien sind auch für die Elstereiszeit möglich. Es kann sich infolge der Vergletscherung und späterer Kaltphasen ein spezifisches Drainagenetz am Gletscherrand gebildet haben (Winsemann, 2011; Böse et al., 2012).

In Sachsen überschritt wie im Fall des Zittauer Gebirges die Elster-Vereisung den Kamm des Gebirges (Hložek, 2009). Entsprechende Landschaftsformung dämpft die morpho-tektonische Aussagekraft dieser Gebiete. Hier soll das Erzgebirge und der Einfluss der Vereisung auf das Drainagenetz betrachtet werden. In Abbildung 38 ist die rezente Höhe der Eisrandlagen der beiden Elster- und der älteren Saale-Vereisung dargestellt. Verbindet man die maximalen Eisrandlagen mit der Höhe der interpolierten früheren Basisniveaus aus den Flussprofilen (Abbildung 19, Abbildung 22), der Drainagenetz-Gliederung in 2. Strahler-Ordnung (Abbildung 28), und der FLP-Analyse (Tabelle 1 und Abbildung 5 bis Abbildung 17), stellt man fest, dass die Elster-1-Vereisung einen deutlichen Einfluss auf die Landschaftsformung hatte.

Das mittlere frühere Basis-Niveau im Erzgebirge bei etwa 250 – 300 m fällt mit der nördlichen frontalen Anhöhe zusammen. Den Punkten der Eisrandlagen Elster-1 wurden jeweils die rezenten Höhen zugeordnet. Das impliziert, dass die Eisfront der Elster-1-Vereisung in Höhe des mittleren Basis-Niveaus für die Flüsse lag.

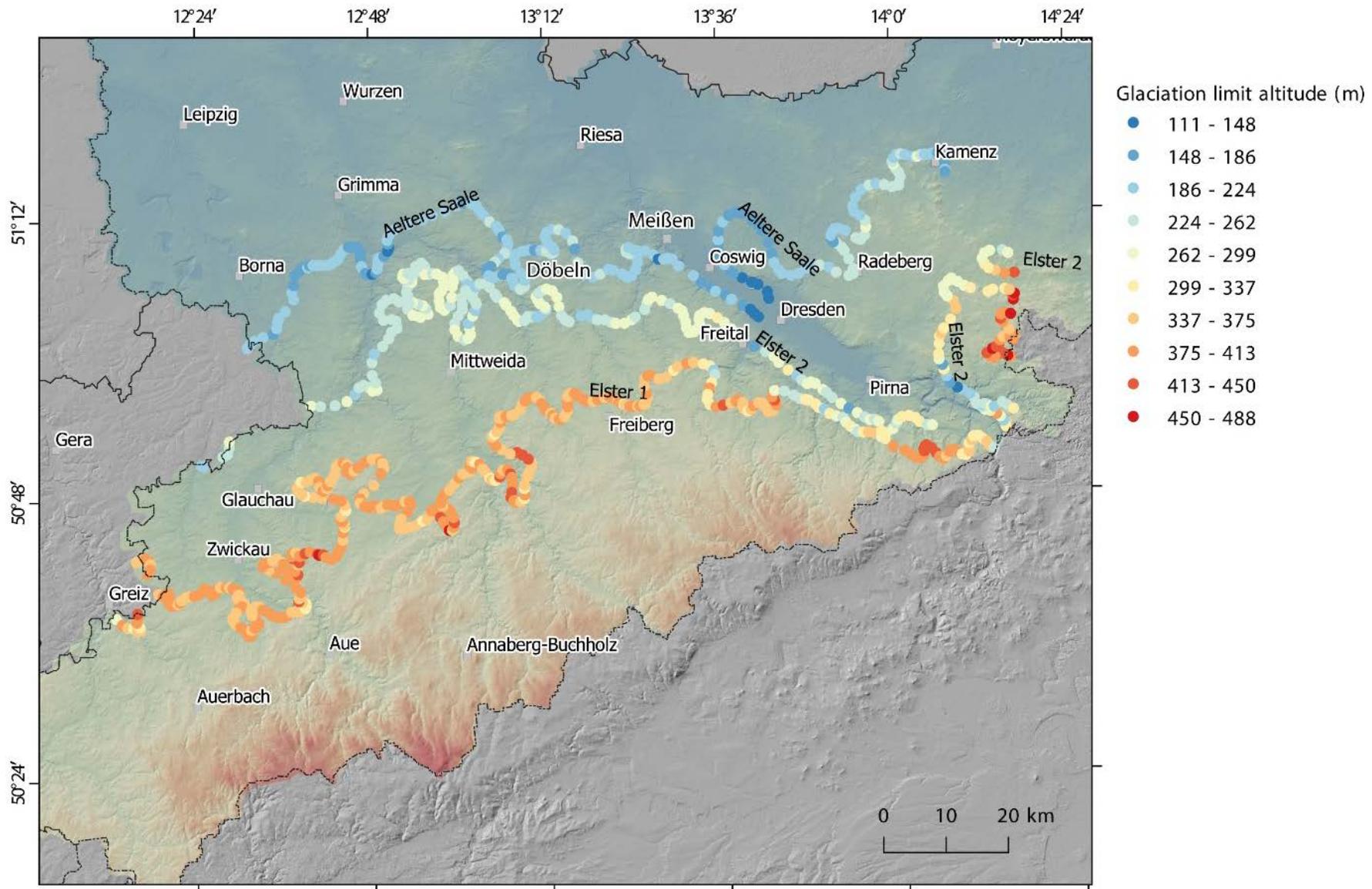


Abbildung 40: Rezente Höhe der maximalen Eisrandlagen der Elster- und Saale-Kaltzeiten im Erzgebirge und Westlausitz.

Der Unterlauf dieser Flüsse kann dann durch das Abschmelzen der Gletscher eingetieft worden sein. Der Einfluss dieses mittleren Basis-Niveaus ist noch in dem Gebiet um Hohenstein-Ernstthal im südlichen Teil des Granulitgebirges sichtbar (Abbildung 38). Der Elster-1-Gletscher scheint diesen Hügelzug umflossen zu haben. Das bedeutet aber auch, dass die älteren, oberen Basis-Niveaus durch ein anderes Ereignis angelegt wurden, dessen Ursache und Alter bisher unklar sind.

Die unteren Basis-Niveaus können ein Effekt der folgenden Vereisungen Elster-2 und Saale gewesen sein. Vergleicht die Paläofluss-Läufe nach Eissmann (2002) mit den rezenten Drainagenetz (Abbildung 39), dann können die Flüsse hoher Strahler-Ordnung nicht älter als Pleistozän sein. Nach Eissmann (2002) verlief die Wilde Weißeritz im Pliozän und frühen Pleistozän in nordwestlicher Richtung in Richtung Willsdruff in die Wilde Sau. Rezent durchbricht die Weißeritz in nordöstlicher Richtung permische Sedimente und den Monzonit bei Freital. Das bedeutet, dass das Umschwenken (capture) der Weißeritz während oder nach der Elster-1-Vereisung passiert sein muss. Die Elster-1-Gletscher haben entweder ein bereits geformtes Elbtal vorgefunden, oder aber dieses ausgeformt. Andere interessante Flussläufe sind die der Freiburger Mulde und der Zschopau (Abbildung 39). Nach Eissmann (2002) folgten im frühen Pleistozän beide Flüsse nach ihrem Zusammenfluss der Richtung NNE. Nach der saalischen Phase drehte sich die Fließrichtung nach dem Zusammenfluss in Richtung NW, eine allgemeine Richtung der oben beschriebenen Lineamente im Osterzgebirge. Möglicherweise kontrollieren NW-streichende Lineamente die Fließrichtung nach der Saalischen Phase in diesem Teil des Erzgebirges.

Andererseits kann eine herausgehobene ältere Landschaft als eine Art Barriere für den Eisschub wirken. Scheinbar konnten sich die Gletscher nur im Elbtal weiter nach Süden schieben, möglicherweise begünstigt durch eine prä-pleistozäne Morphologie. Der Vorstoß der Gletscher kann aber auch eine Reaktivierung alter NE-streichende Störungen bewirkt haben, die wiederum eine glazigene Erosion begünstigten.

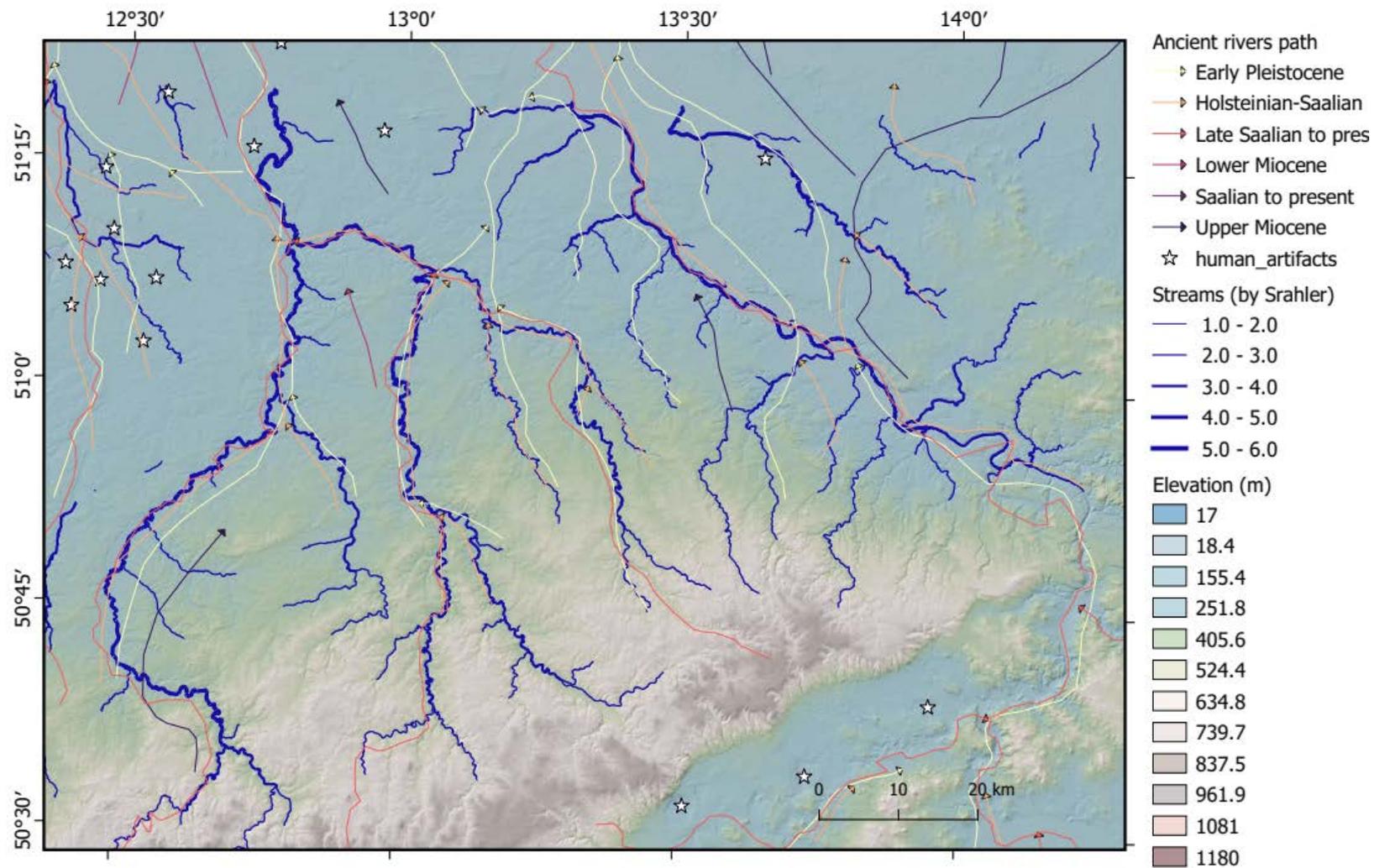


Abbildung 41: Rezenten Drainagenetz nach Ordnungen der Strahler-Methode im Vergleich zu Paläo-Flussläufen nach Eissmann, (2002).

5 Morpho-tektonische Interpretation Sachsens

5.1 Topographische Diskontinuitäten

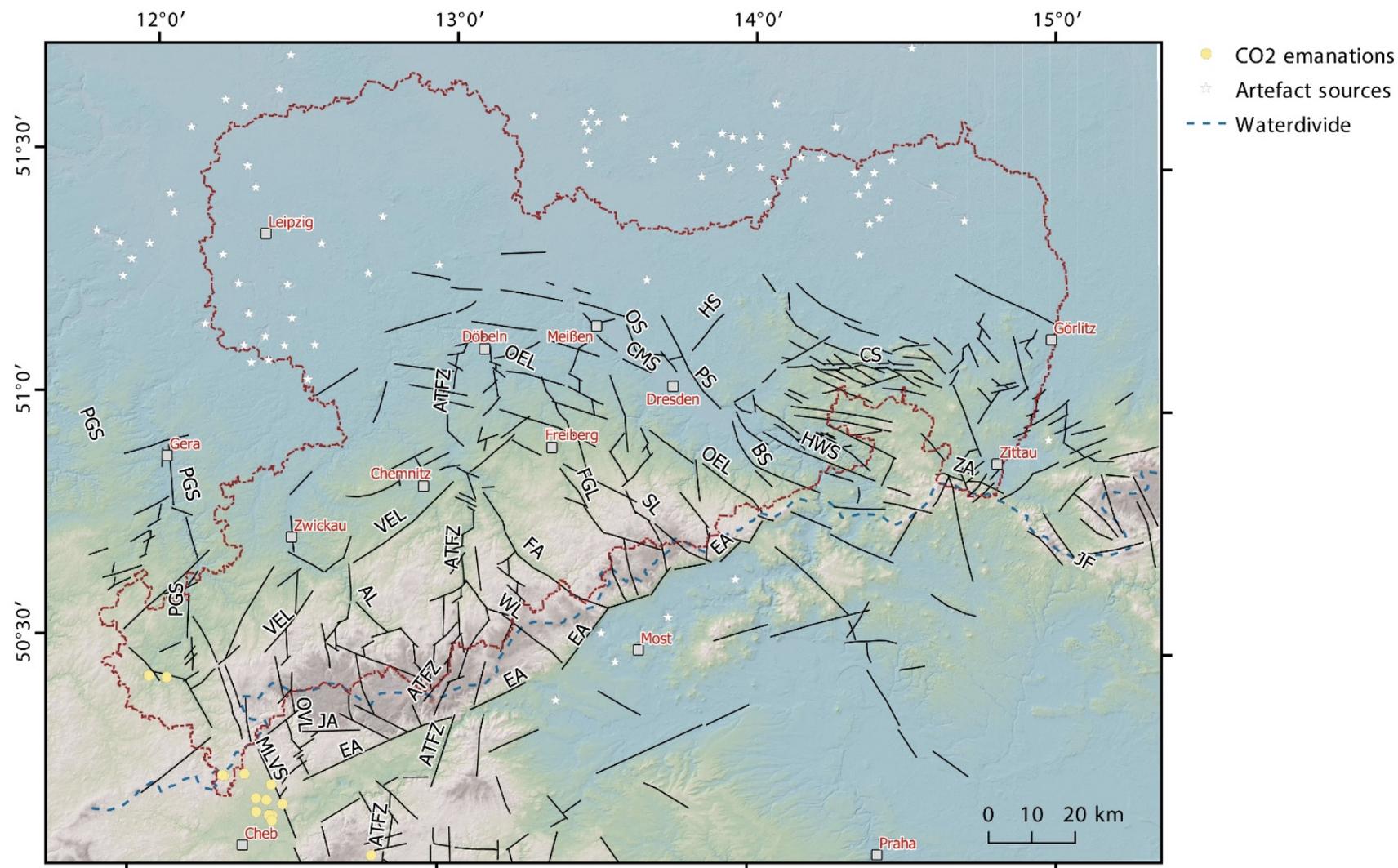
Digitale Höhenmodelle bieten die Möglichkeit, mit Hilfe von morphologischen Indices topographische Diskontinuitäten und gehobene Relikte früherer Erosionsfläche nachzuweisen. Die größten Diskontinuitäten oder scharfe Gradienten aus den dynamischen Karten (markiert als morphologische Lineamente in Abbildung 40) weisen fünf Hauptrichtungen auf: NE, N - NNE, NW, E (schwach ausgebildet in der Topographie) und NNW.

Die NE-streichenden Diskontinuitäten sind mit dem Erzgebirgsabbruch (EA) und dem Vorerzgebirgslineament (VEL) assoziiert. Wahrscheinlich bildeten sich beide gleichzeitig mit dem Eger-Graben oder kurz danach. Karten der geomorphologischen Indices (ERR, Isobase nur am EA, LR, SI, SR, TPI siehe auch Tabelle 2) zeigen lineare Anomalien oder Gradienten entlang beider Lineamente. Der EA tritt deutlicher hervor als das VEL. Das Vorerzgebirgslineament erstreckt sich im Westerzgebirge bis an das Flöhatal, entlang der Linie der maximalen Vergletscherung während der Elster-1-Phase. Kleinere Lineamente treten östlich von Cheb, nordöstlich von Dresden (Hoyerswerdaer Störung) und in den Ostlausitzer Tertiär-Becken auf. Einige Erdbeben werden entlang der Spur dieser Lineamente berichtet, hauptsächlich am EA im Becken von Cheb sowie im Zittauer Becken.

Die N – NNE-streichenden Lineamente treten im Erzgebirge auf. Die charakteristischen Indices sind Gradienten in den ERR, SR, SI, TPI und Isobasen-Karten. In dieser Richtung treten vor allem aktive Störungen wie die Plesna-Gera-Störung (PGS), Gruppen von Lineamenten wie die Annaberg-Teplá Störungszone (ATSZ) sowie das Ost-Vogtland-Lineament (OVL) auf. Die relative Altersstellung zu den NE-streichenden Elementen ist widersprüchlich. Als ein Beispiel für eine N-streichende Störung wurde die Plesna-Gera-Störung ausgewählt. Entlang dieser vermuteten Störung treten die Lineamente L2 und L10 auf. Die Rauheitswerte (SR) von 1.038 - 1.098 weisen einen scharfen Gradienten auf. Gradienten zeigen auch der Oberflächen-Index (SI) mit Werten von -0.36 bis 0.12, der Topographische Positionsindex (TPI) bis -80. Die Isobasen-Karte zeigt eine negative, V-förmige Anomalie. Alle genannten Merkmale weisen auf eine morphologische und/oder strukturelle Diskontinuität hin. Darüber hinaus sind für den südlichen Teil der Struktur seismische Schwarmbeben charakteristisch.

Die NW-streichenden sind die häufigsten und morphologisch gut erkennbaren Elemente. Sie sind durch Gradienten in den ERR, LR, SR, TPI, SI und Isobasen-Karten charakterisiert. Zu dieser Gruppe gehören die postulierten Cossebaude-Meißen-Störung (CMS), die Pillnitz-Störung (PS), die Hrensko-Wehlen-Störung (HWS), die Jested-Störung (JS), das Aue-Lineament (AL), das Wiesenbad-Lineament (WL), der Flöha-Abbruch (FA), der Zittauer Abbruch (ZA), das Schellerhau- (SL) und Osterzgebirge-Lineament (OEL). Als „Lineamente“ und „Abbrüche“ werden morphologische Elemente benannt, deren Störungscharakter weitgehend unbestimmt ist.

Die Lausitzer Überschiebung wird generell als kretazische Grenze des Lausitzer Massives betrachtet. Andreani et al. (2014) wiesen darauf hin, dass diese Störung schon im mittleren Tertiär inaktiv und eingeebnet war. Die topographischen Abbrüche im Elbtal gehören deshalb zu jüngeren Störungen wie der HWS oder der Pillnitzer und Oberauer Störung. Die PS bildet die südwestliche Grenze des Radeberg-Plateaus und des Paläo-Elbtals (Andreani et al., 2014). In der südöstlichen Fortsetzung sind der ZA und die JS ebenfalls reaktivierte Bereiche der Lausitzer Überschiebung.



Abkürzungen: MLVS-Marianske-Lazne-Vogtland-Störung, PGS-Plesna-Gera-Störung, VEL-Vor erzgebirgslineament, AL-Aue-Lineament, OVL-Ost-Vogtland-Lineament, JA- Javornik-Abbruch, ATSZ-Annaberg-Teplá Störungszone, WL-Wiesbaden-Lineament, FA- Flöha-Abbruch, EA-Erzgebirgs-abbruch, SL-Schellerhau-Lineament, BS-Bielatal-Störung, PS-Pillnitz-Störung, HWS-Hrensko-Wehlen-Störung, ZA-Zittauer Abbruch, JS-Jested-Störung, CMS-Cossebaude-Meißen-Störung, OEL-Osterzgebirgslineament, FGL-Freiberg-Lineament, CS-Cunewalde Störung, OS-Oberau-Störung, HS-Hoyerswerdaer Störung.

Abbildung 42: Morphologische Diskontinuitäten und Lineamente, bestimmt nach Analyse der geomorphologischen Indices. Diskontinuitäten sind als schwarze Linien dargestellt. Störungen und bedeutende Lineamente sind mit Abkürzungen benannt, unsichere Lineamente unbenannt.

Ost-streichende Elemente sind die postulierte Cunewalde-Störung (CS) am Nordrand des Oberlausitz-Plateaus, der Javorník-Abbruch (JA) im westlichen Eger-Graben und einige schwach ausgebildete Lineamente im Gebiet östlich vom Zittauer Becken. Die Karten der geomorphologischen Indices zeigen hohe Gradienten für LR (6 – 204), SI (0 – 48) und negative TPI-Werte in den assoziierten Tälern.

Die NNW-streichenden Elemente werden durch die Marinaske-Lazne-Vogtland-Störung (MLVS), die Pillnitz-Störung (PS), die Bielatal-Störung (BS) und das Freiberg-Lineament (FGL) repräsentiert. Seismisch aktiv ist dabei die MLVS, sehr selten nur die PS. Die MLVS ist als Lineament L1 mit SR-Werte von 1.033 – 1.07, ERR-Werten von 0.37 - 0.81, und SI-Werten von 0.12 - 0.6 gekennzeichnet. Entlang der Spur dieser bekannten Störung sind sehr hohe LR-Werte von 204 – 270 mit niedrigen Werte um 72 kombiniert. Die TPI-Werte der Täler liegen unter -172. Die Isobasen-Karte zeigt einen negativen Gradienten mit Werten zwischen 300 – 500 m. Neben den seismischen Aktivitäten treten auch CO₂-Emanationen auf (Bauer et al., 2008).

Tabelle 2: Übersicht der morphologischen Elemente und deren morphologischen Indices.

Lineament	Name	Chi	SR	ERR	SI	LR	TPI	Iso
L1	Marianske-Lazne-Vogtland-Störung	x	x	x	x	x	x	x
L2	Plesna-Gera-Störung		x	x	x		x	x
L3	<i>Unsicheres Lineament</i>		x	x	x	x		
L4	Vorerzgebirgslineament	x		x		x	x	
L6	Aue-Lineament			x			x	x
L7	Ost-Vogtland-Lineament		x		x			
L10	Plesna-Gera-Störung		x		x		x	x
L11	<i>Unsicheres Lineament</i>		x				x	x
L12	Annaberg-Teplá FZ		x	x	x	x	x	x
L13	Wiesenbad-Lineament		x	x	x	x	x	
L14	Flöha-Abbruch			x	x	x	x	x
L15	Vorerzgebirgslineament	x	x			x	x	
L16	Erzgebirgsabbruch		x	x	x	x		
L17	Annaberg-Teplá FZ				x		x	x
L18	<i>Unsicheres Lineament</i>		x	x	x	x	x	x
L19	Annaberg-Teplá FZ		x		x		x	
L20a	<i>Unsicheres Lineament</i>	x	x	x	x	x	x	x
L21	<i>Unsicheres Lineament</i>		x	x		x	x	x
L22	<i>Unsicheres Lineament</i>		x		x	x		
L23	Erzgebirgsabbruch		x			x	x	
L24	Erzgebirgsabbruch		x			x	x	
L25	Erzgebirgsabbruch		x	x		x	x	x
L26	Schellerhau-Lineament					x	x	
L27	Bielatal-Störung				x	x	x	x
L28	<i>Unsicheres Lineament</i>			x		x		
L29	<i>Unsicheres Lineament</i>			x	x		x	
L20	Pillnitz-Störung	x	x	x	x	x	x	x
L21	Hrensko-Wehlen-Störung		x	x		x	x	x
L22	<i>Unsicheres Lineament</i>		x		x	x		
L23	<i>Unsicheres Lineament</i>		x			x	x	

Lineament	Name	Chi	SR	ERR	SI	LR	TPI	Iso
L24	Zittauer Abbruch		x			x	x	
L25	<i>Unsicheres Lineament</i>		x	x		x	x	x
L26	Jested Fault					x	x	
L27	<i>Unsicheres Lineament</i>			x		x	x	x
L28	<i>Unsicheres Lineament</i>			x		x		
L29	<i>Unsicheres Lineament</i>			x			x	
L30	<i>Unsicheres Lineament</i>			x			x	x
L33	Cossebaude-Meißner-Störung	x		x	x			
L34	Annaberg-Teplá FZ		x	x	x			x
L35	<i>Unsicheres Lineament</i>			x	x			x
L36	Plesna-Gera-Störung		x		x			
L37	<i>Unsicheres Lineament</i>		x	x		x	x	x
L38	<i>Unsicheres Lineament</i>			x			x	
L39	<i>Unsicheres Lineament</i>		x	x	x		x	
L40	<i>Unsicheres Lineament</i>		x	x		x	x	x
L41	<i>Unsicheres Lineament</i>					x	x	
L43	Freiberg-Lineament						x	x
L48	Oberau-Störung			x			x	
L49	<i>Unsicheres Lineament</i>			x	x		x	
L50	Hoyerswerdaer Störung	x						x
L53	<i>Unsicheres Lineament</i>			x	x			
L54	<i>Unsicheres Lineament</i>			x	x	x		
L56	<i>Unsicheres Lineament</i>		x		x			
L58	<i>Unsicheres Lineament</i>			x			x	
L60	<i>Unsicheres Lineament</i>		x				x	

5.2 Entwicklung der känozoischen Störungen in Sachsen

Die känozoischen Störungen in Sachsen und näherer Umgebung sind sehr stark kontrolliert durch die Bildung des Eger-Grabens (siehe Tabelle 3) und die Änderung des Basis-Niveaus der Flüsse durch den Einfluss der pleistozänen Vereisungen. Im späten Eozän/frühen Oligozän trat das Maximum des basischen und bimodalen Vulkanismus im Egergraben auf (Cajz et al., 1999; Adamovic et al., 1999; Ulrych et al., 1999, Büchner et al., 2015). Im frühen Miozän wurden im Extensionsstadium Sedimente akkumuliert (Andreani et al., 2014; und hier weitere Zitate). Die NW-streichenden Mesozoischen Störungen wurden vermutlich am Ende des Tertiärs aktiviert (Rajchl et al., 2009; Stanek, 2014, Andreani et al., 2014).

Die NE-streichenden Störungen wie der Erzgebirgsabbruch und das Vorerzgebirgslineament können als Abschiebungen betrachtet werden, die vermutlich während der Extensionsphase im frühen Miozän entstanden. Möglicherweise waren die Störungen damals schon landschaftsformend. Nach der Extension kam es zu einer Kompression in NW-Richtung, welche eine Inversion der NE-streichenden Störungen hervorrief und den Erzgebirgsblock entlang einer NE-Achse nach NW kippte. Dadurch entstand die morphologische Asymmetrie des rezenten Eger-Grabens (siehe swath profiles in Andreani et al., 2014).

Die N- bis NNE-streichenden Störungen bilden eine zweite Gruppe. Die Plesna-Gera-Störung, die Anna-berg-Teplá Störungszone sowie das Ost-Vogtland-Lineament durchziehen das Erzgebirge. Das Alter dieser Gruppe von Störungen ist unklar, scheinbar gibt es Interferenzen mit NE- und NW-streichenden Störungen. Nach Andreani et al. (2014) sind die Störungen sinistral mit einer Abschiebungskomponente in der ATSZ.

Die Cunewalde-Störung und der Javorník-Abbruch streichen E-W. Beide Elemente werden von NW-streichenden Lineamenten versetzt oder begrenzt.

Tabelle 3: Evolution des Eger-Grabens nach Literaturdaten.

Zeit	Event	Referenz
Spätes Eozän /Oligozän	Vulkanisches Maximum	Cajz et al., 1999; Adamovic et al., 1999; Ulrych et al., 1999, Büchner et al., 2015
	Subsidenz Phase	Malkovský, 1987
Frühes Miozän	Extension Akkumulation von Sedimenten	Malkovský, 1975
Post-Früh-Miozän	NW- bis NNW-Kompression	Müller et al., 1997; Jarosinski, 2006
	Hebung und Kippung des Erzgebirges	Rajchl et al., 2009; Ziegler, 1992
Mittleres Miozän	Abklingen der vulkanischen Aktivität	Adamovic et al., 1999; Ulrych et al., 1999
Post-Miozän	NW-Störungen, Hebung am Zittauer Abbruch	Staff, 1914; Andreani et al., 2014
Spät-Miozän-Pliozän	Neuerliche vulkanische Aktivität	Adamovic et al., 1999; Ulrych et al., 1999
Nicht älter als Pliozän	Haupt-Hebung des Erzgebirges	Walter et al., 1978
Tertiar	Reaktivierung der Mesozoischen NW-streichenden Störungen	Rajchl et al., 2009; Stanek, 2014; Andreani et al., 2014
Pliozän - Quartär	Elbe-, Flöha-Terrassen	

Die NE-streichenden Störungen sind scheinbar nach dem Pliozän, wahrscheinlich während des Elster-1-Stadiums durch die Auflast der Gletscher reaktiviert worden. Die als Vorerzgebirgslineament interpretierte morphologische Anomalie kann aber auch durch rückschreitende Erosion infolge des Abschmelzens der Gletscher entstanden sein (siehe auch FLP der Chemnitz in Abbildung 33 und die Analyse des Basis-Niveaus). Bisher bleibt die vermutete Reaktivierung der Störungen durch Eisauflast eine Hypothese. Die Auflast der Gletscher und die NW-gerichtete Kompression könnten ausgereicht haben, das Erzgebirge in ein Mosaik mit unterschiedlicher Hebung zu zerteilen. Der Flöha-Abbruch spielt eine bedeutende in der Morphologie des Erzgebirges, untergeordnete Bedeutung haben die WL-, SL- und OE-Lineamente. Der Flöha-Abbruch markiert die morphologische Grenze zwischen West- und Osterzgebirge durch sehr verschiedene Indices auf beiden Seiten des Abbruchs.

Die NNW-streichenden MLVS sowie die OVL und FGL entsprechen den jüngsten, teilweise aktiven Elementen. Die topographischen Steilhänge im Gebiet von Pirna sowie ein tektonisches Schema der Bielatal-Störung sind in Abbildung 41 (Ausschnitt aus Anlage 19) dargestellt.

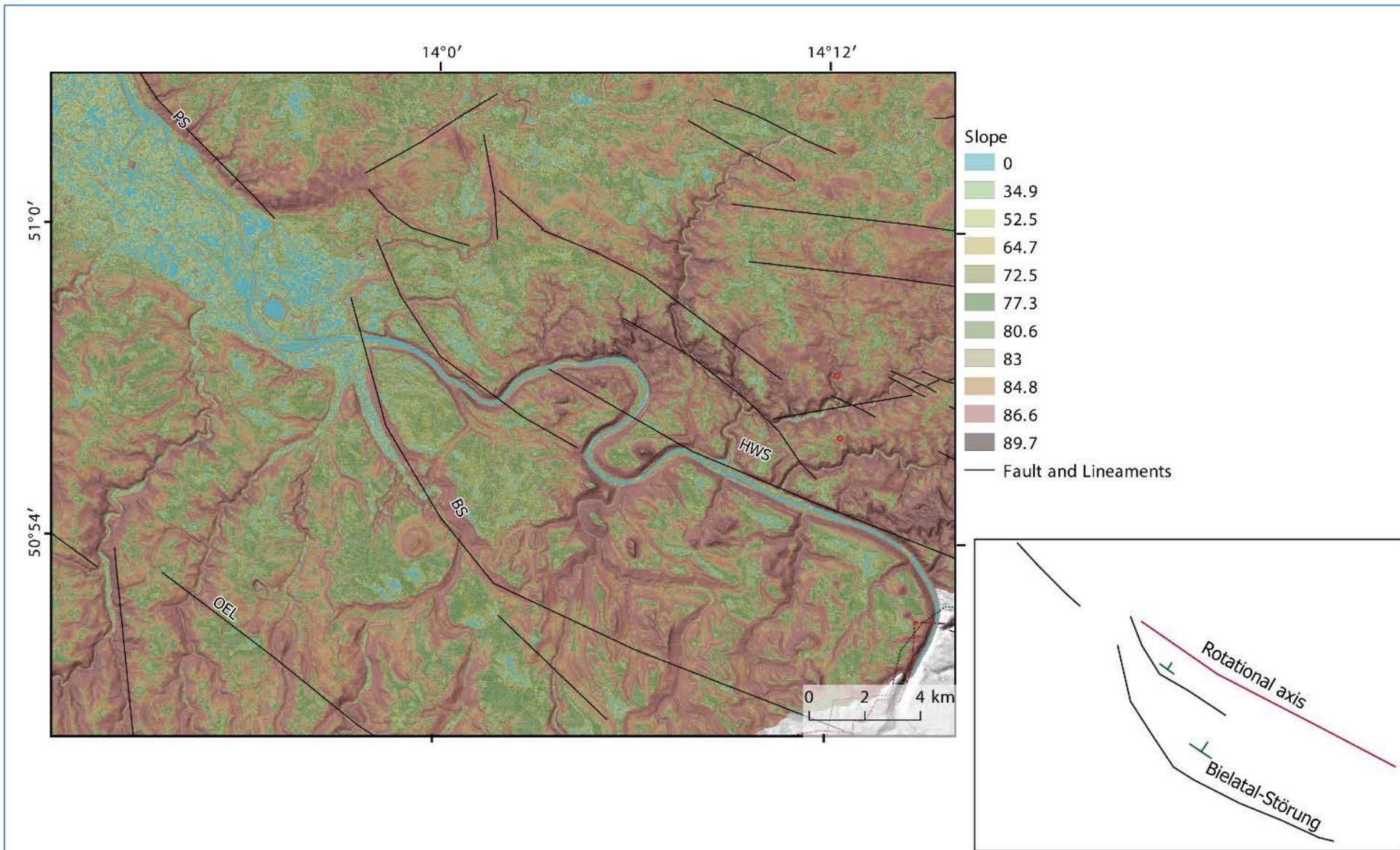


Abbildung 43: Karte der Hangneigung im Gebiet von Pirna mit den wichtigsten morphologischen Linearen (Geländeabbrüche). Rechts unten: Tektonische Skizze der Bielatal-Störung.

An der Bielatal-Störung ist der südöstliche Block mit dem Elbsandsteingebirge von Hrensko bis nach Pirna angehoben worden. Die topographischen Streifenprofile senkrecht zur Fließrichtung zeigen asymmetrische Täler: Die SW-Seite des Profils zeigt ebene, nach NE gekippte Flächen (siehe Streifenprofil 11 in Abbildung 36). Nördlich von Pirna weitet sich das Elbtal (siehe Streifenprofil 10 in Abbildung 36). Diese morphologischen Unterschiede können mit einer Hypothese erklärt werden. Vor der Aktivierung der Bielatal-Störung floss die Elbe südlich Pirna auch in einem breiten Tal. Darauf deuten die heute noch gut ausgebildeten Mäander im Sandstein sowie die Streifenprofile 10 und 11 und die Isobasen-Karte hin. Mit der Aktivierung der Bielatal-Störung wurden die angrenzenden Blöcke gekippt und gehoben, die Elbe schnitt sich südlich Pirna tief in den kretazischen Sandstein und unterlagernden Granodiorit ein. Die Bielatal-Störung könnte – entsprechend der Höhe des Eismaximums - während oder kurz nach der Elster-Eiszeit angelegt worden sein (Abbildung 41).

5.3 Die Verteilung der reliktschen Erosionsflächen

Das Zusammenspiel zwischen Erosion und Ablagerung, kontrolliert durch Klima und tektonische Prozesse, formt die Morphologie einer Landschaft (Andreani et al., 2014; und hier weitere Zitate). In einem dynamischen Equilibrium kann eine gehobene Topographie längere Zeit erhalten bleiben, wenn die Bedingungen relativ konstant bleiben. Das Equilibrium kann durch einen Wechsel des Basis-Niveaus, hervorgerufen durch Tektonik, klimatischen Wandel oder isostatische Kompensation, gestört werden. Die Zeugnisse des dynamischen Equilibriums können teilweise bis komplett durch die Erosion zerstört sein. Die reliktschen Flächen können durch die Analyse des Drainagenetzes begrenzt werden, die Fluss-Längsprofile (FLP) zeigen mindestens zwei aufeinander folgende Zonen verschiedener Basis-Niveaus. Die obere Zone repräsentiert die reliktsche Fläche, die untere Zone ist die Übergangszone mit rückschreitender Erosion.

Die Analyse der Basis-Niveaus und der FLP ergab, dass im Erzgebirge drei Basis-Niveaus auftreten. Die reliktschen Oberflächen, die zu den Basis-Niveaus gehören, liegen auf verschiedenen Höhen. Die oberste liegt im Eibenstock-Hoch, die zweite im Gebiet des Marienberg-Hochs und die dritte auf dem Mittelsachsen-Hoch. Von West nach Ost verringert sich die Höhe der Flächen. Das Eibenstock-Hoch weist Höhen um 800 m auf, das Marienberg-Hoch reicht bis 700 m und die reliktsche Oberfläche des Mittelsachsen-Hochs hat eine Höhe bis 675 m.

Der Lausitzer Block weist Relikte einer gehobenen, mittel-tertiären Peneplain mit tief greifender Erosion auf. Diese Peneplain ist in den Ostlausitzer Tertiärbecken erhalten, die Sprunghöhe zum angrenzenden Oberlausitz-Plateau beträgt bis zu 400 m. Die Begrenzung des Lausitzer Blockes besteht aus steilen topographischen Abbrüchen, die hier als Folge von neotektonischen Ereignissen diskutiert werden. Die Hoyerswerda- sowie die Hrensko-Wehlen-Störung begrenzen im Verbund mit NE- und NW-streichenden Elemente den Lausitzer Block und das Zittauer Becken.

Im Erzgebirge ist die Mitteltertiäre Peneplain nur im Westerzgebirge unter dem Erosionsschutz der etwa 30 Ma-alten Basaltdecken erhalten. Hier liegt die Basis der Peneplain zwischen 800 - 1000 m, im Vergleich zu den südlich angrenzenden Tertiärbecken des Eger-Grabens ergeben sich auch hier post-miozäne Sprunghöhen von bis zu 1000 m.

6 Schlussbetrachtungen

Topographische Streifenprofile machen es möglich, die räumliche Anordnung von Landschaften zu verstehen und im Detail die Unregelmäßigkeiten des Drainagenetzes zu analysieren. Die Topographischen Streifenprofile zeigen gehobene Flächen an, die in der Lausitz eine geringe Amplitude und im Erzgebirge eine starke Heraushebung aufweisen. Generell kann man eine Zunahme der Heraushebung von dem Oberlausitz-Plateau zum Westerzgebirge feststellen. Die markanteste Linie, die sich durch die jüngste Heraushebung manifestiert, ist die Nordrand-Störung des rezenten asymmetrischen Eger-Grabens. Diese erstreckt sich vom Cheb-Becken im Westen bis in das Gebiet von Zittau im Osten, wo sich die geomorphologisch prononcierte Linie verliert. An NW-streichenden Lineamenten wird dieser Trend unterbrochen und der südliche Teil Sachsens in morphologische Blöcke unterschiedlicher Höhenlage gegliedert. In jedem dieser Blöcke können reliktsche Peneplains ausgehalten werden. Das Alter der Peneplains kann im Westerzgebirge und der Lausitz mit höchstens Oligozän angegeben werden. Im Osterzgebirge ist die Peneplain bis auf die unterlagernden Kreide-Sedimente abgetragen. Die NE-streichenden Lineamente können älteren Strukturen aufsitzen und diese reaktivieren (Gera-Jáchimov-SZ in Abbildung 42). Diese Reaktivierung von parallelen, älteren Störungen erfolgt nicht in jedem Fall, sondern vor allem im Westerzgebirge, wie das Beispiel der Lausitzer Überschiebung zeigt. Das Westerzgebirge wird im Nordwesten von einem NE-streichenden Lineament begrenzt, welches gleichfalls eine Hebung des Westerzgebirgsblockes gegen das Vorland anzeigt.

Im Westen endet der gehobene Block des Westerzgebirges abrupt an der Leipzig-Regensburger Störungszone. Ein starker Geländeabfall vermittelt hier zu der spät-tertiären Peneplain des Vogtlandes um Plauen (Suhr, in Pälchen & Walter, 2008). Es ist bisher ungeklärt, ob dieser morphologisch signifikante Geländeabfall nach West durch die aktiven Störungselemente der Leipzig-Regensburger Störungszone beeinflusst wird.

Die zeitliche Reihenfolge der Störungen und Lineamente beginnt mit NE-streichenden regionalen Abschiebungen entlang der vulkanischen Achse des späteren Eger-Grabens. In diesen frühen Beckenbildungen sind Sedimente vom Typ Stare Sedlo erhalten, die häufig durch die etwa 30-Ma-alten Vulkanite der Hauptphase vor weiterer Erosion geschützt werden (Abbildung 43-Early Miocene). Die Lineamente dieser Generation sind geomorphologisch nur nachweisbar, wenn sie in der Folgezeit reaktiviert wurden. Ein untergeordnetes Element sind E-W-streichende Störungen (z. B. Cunewalde – Störung) deren Anlage ebenfalls im frühen Miozän angenommen wird.

Folgt man den Modellvorstellungen über das wechselnde Stress-Feld im späten Tertiär, so könnten im mittleren und oberen Miozän NW-streichende Lineamente entstanden sein (Adamovič & Coubal, 2009; Rajchl et al. 2009; Cajz & Valečka, 2010; Fischer et al. 2014). Diese Störungen zeichnen eine Beckenkonfiguration im Eger-Graben und möglicherweise in der Niederlausitz vor (Abbildung 43-post-Early Miocene).

Im späten Miozän werden lokale N-S-streichenden Störungen angelegt (Abbildung 44-Late Miocene). Beispiele sind die „Schluffmulden“ im Berzdorfer und Zittauer Becken mit deutlichem Abschiebungscharakter. Morphologisch nachweisbar ist die postulierte, N-S streichende Annaberg-Teplá-Störungszone, die sich aus dem Duppauer Gebirge in Nordböhmen bis in die Gegend um Döbeln verfolgen lässt. Kogenetisch oder mit einer gewissen zeitlichen Verzögerung treten WNW-streichende Elemente auf, die scheinbar die N-S-streichenden Störungen versetzen (Abbildung 44-Pliocene). Die Altersstellung und Dynamik dieser Elemente ist weitestgehend ungeklärt. In den Tertiärbecken des Eger-Grabens und der östlichen Lausitz sind an diese Richtung Abschiebungen (z. B. Zittauer Sprung) gebunden, die die komplette miozäne Sedimentfolge durchschlagen.

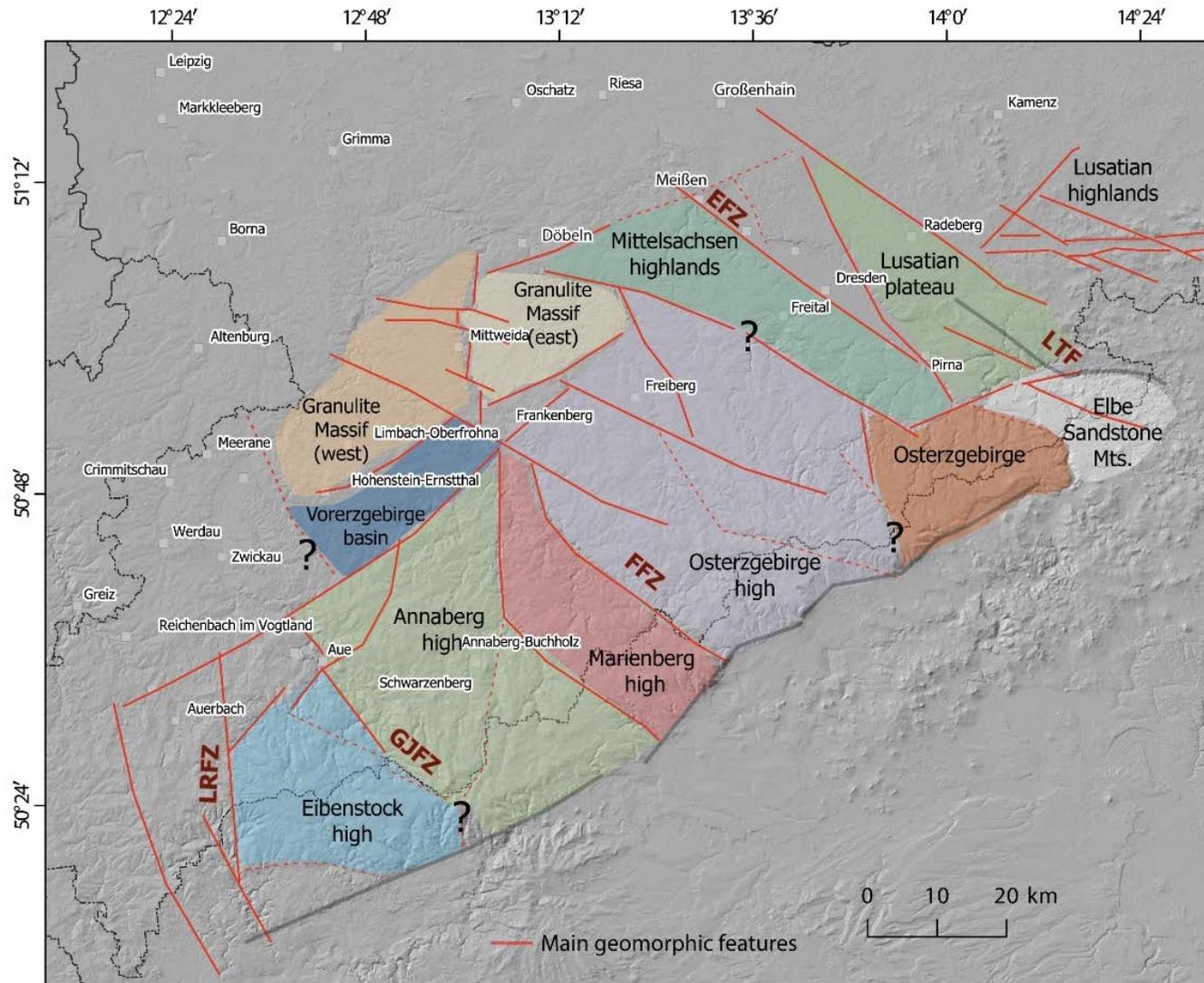


Abbildung 44: Geomorphologisch indizierte Gebiete mit verschiedenen Hebungsraten seit dem oberen Oligozän. Die Gebiete werden durch postulierte, NW-streichende Störungen getrennt, die teilweise mit älteren Störungen übereinstimmen. LRSZ –Leipzig-Regensburg Störungszone; GJSZ – Gera-Jáchimov Störungszone, FSZ – Flöha Störungszone; ESZ – Elbe Störungszone; LÜ – Lausitzer Überschiebung.

Im pleistozänen bis rezenten Spannungsfeld werden durch die von Norden vorrückenden, bis zu mehreren hundert Meter mächtigen Gletscher die NE- und NW-streichenden Störungen reaktiviert (Abbildung 47). Mit der Annahme der Reaktivierung dieser Störungen können die Asymmetrie des Eger-Grabens und die unterschiedlichen Erosionsniveaus der Kreidebedeckung nördlich und südlich des Grabens begründet werden. Die Blockbildung im Gebiet zwischen Lausitz und Westerzgebirge wäre damit auch als Folge der Inlandvereisung und der Eisauflast zu diskutieren (Brandes et al., 2011). Die Gletschervorstöße hatten auch einen erheblichen erosiven Effekt: Lokale Becken mit „weichen“ Sedimenten wurden teilweise extrem ausgeschürft und bilden heute negative Oberflächenformen (Maar von Kreckwitz, Zittauer und Berzdorfer Becken, Elbtalwanne).

Die NNW-streichenden Störungen können als jüngste Störungen betrachtet werden. Die Marianske-Lazne-Vogtland-Störung ist auf Grund der Seismizität und Gasemanationen die aktivste Störung im Projektgebiet. Aus der geomorphologischen Analyse lassen sich ähnlich streichende Elemente im Raum Freiberg-Dresden und der östliche Lausitz ableiten. Hier gibt es noch keine Erkenntnisse über die Natur dieser Strukturen.

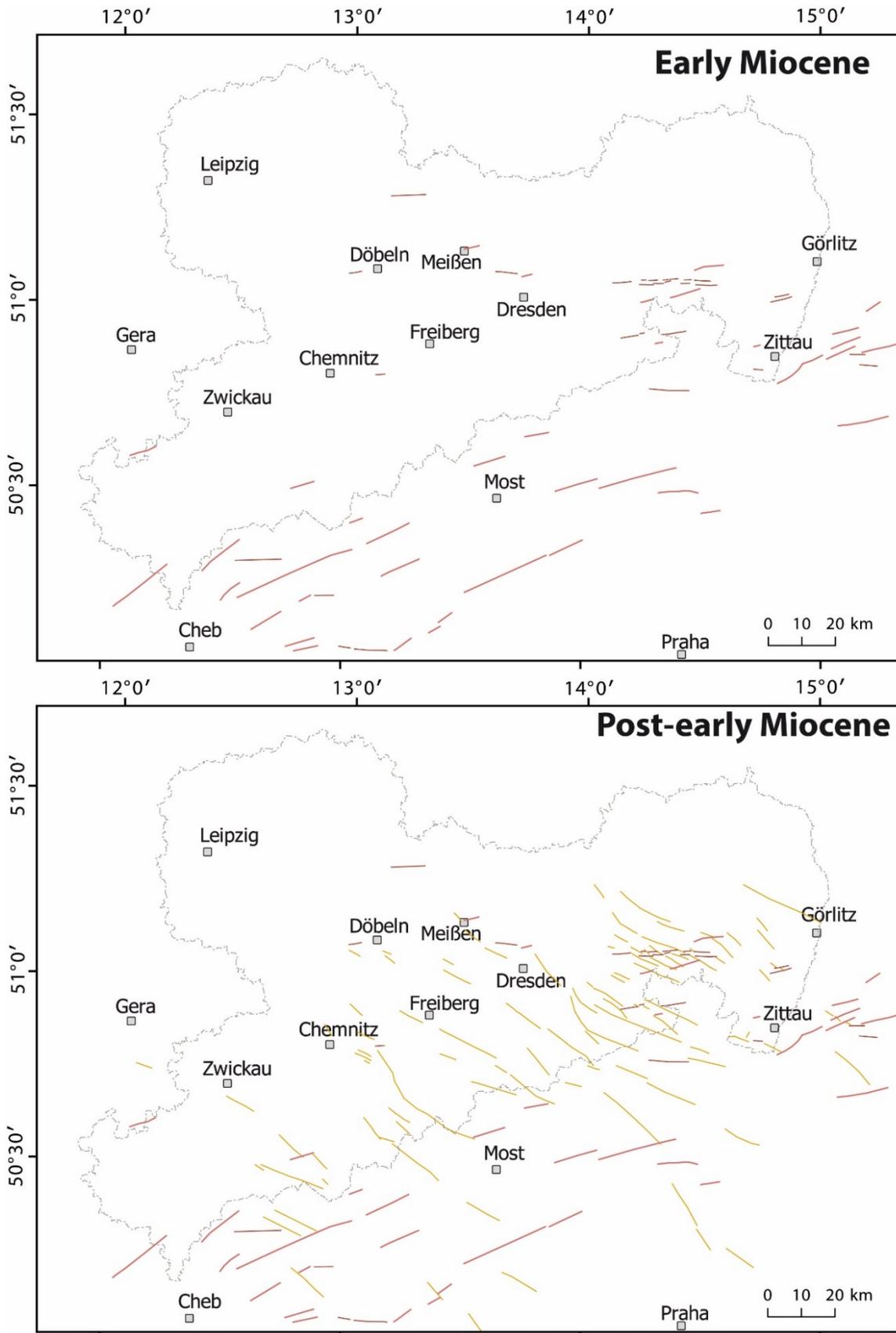


Abbildung 45: Rekonstruktion der zeitlichen Reihenfolge syn- bis post-miozäner Störungen

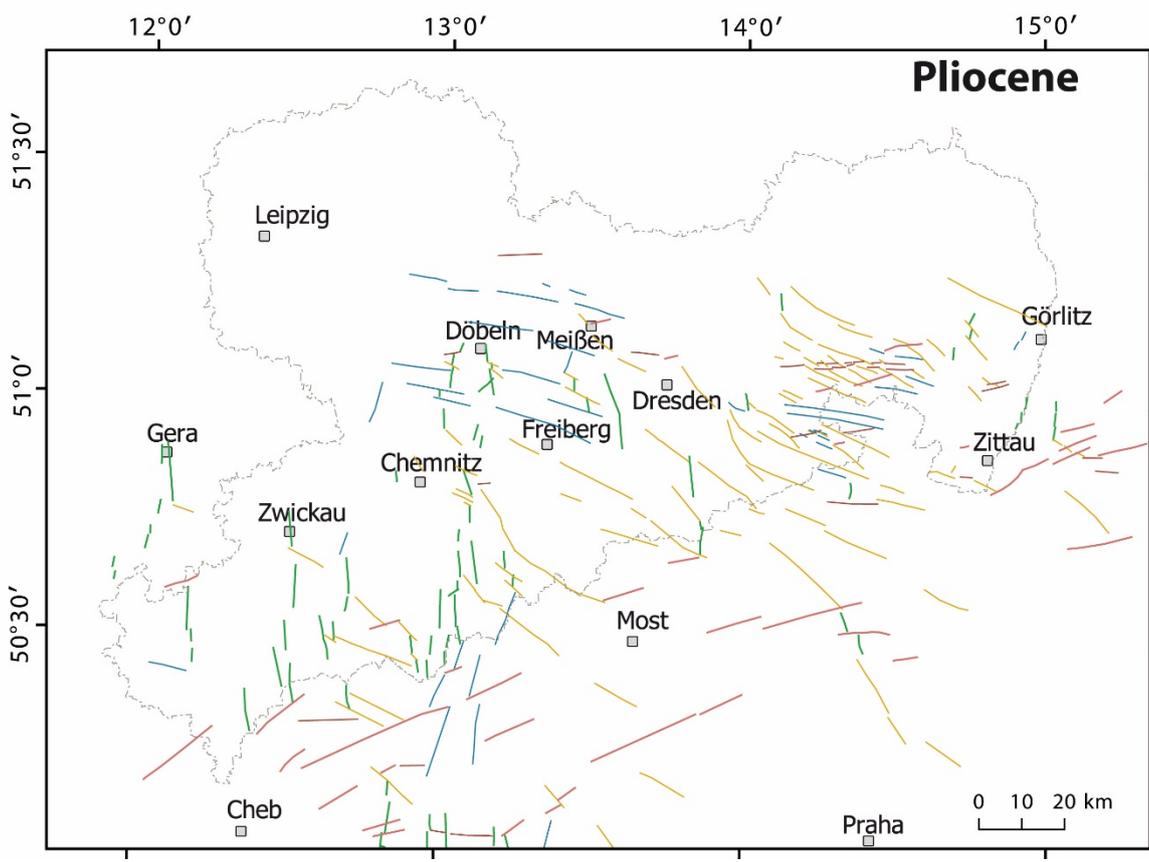
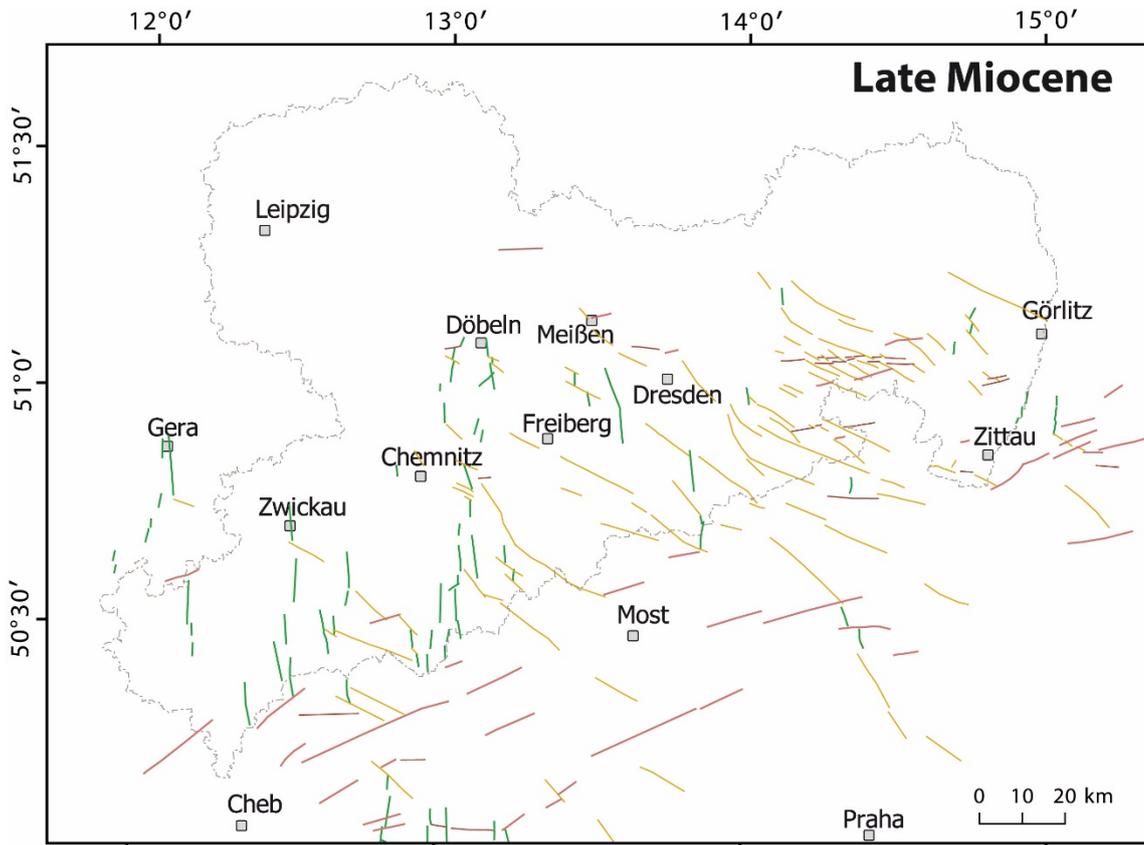


Abbildung 46: Rekonstruktion der zeitlichen Reihenfolge syn- bis post-miozäner Störungen

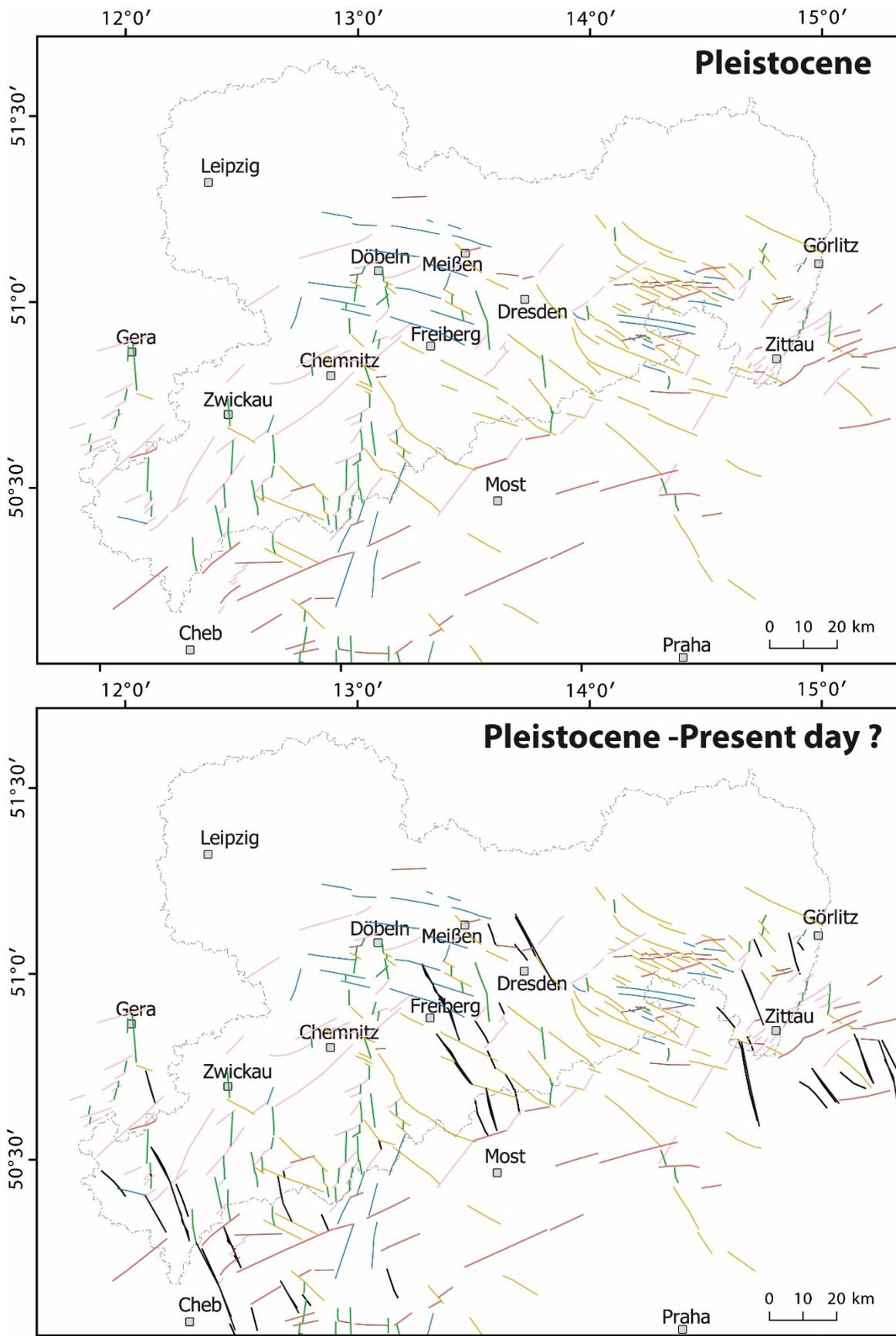


Abbildung 47: Rekonstruktion der zeitlichen Reihenfolge syn- bis post-miozäner Störungen

Pleistozän – rezent

NNW-streichende Störungen
(Marianske-Lazne-Vogtland-Störung)

Pliozän

WNW- und ENE streichende Störungen
(Eger-Graben und parallele Störungen)

Spätes Miozän

NW- und NE streichende Blattverschiebungen
N-S streichende Abschiebungen

Mittleres Miozän

NW-streichende Störungen
(frühe Becken in der Ostlausitz)

Spätes Oligozän - Frühes Miozän

NE-streichende Abschiebungen
(Eger-Graben und Vulaknismus)

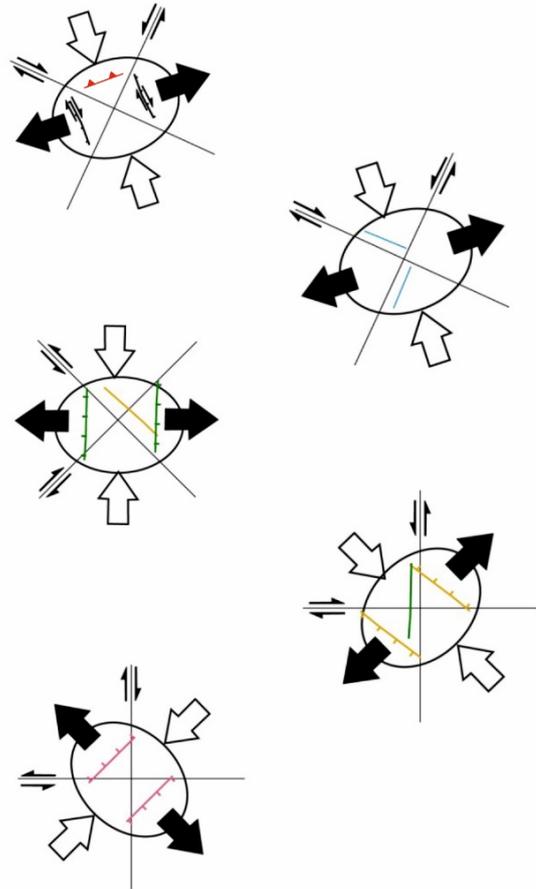


Abbildung 48: Übersicht zur Entwicklung spät-känozoischer Störungen im Gebiet von Sachsen. Mittel-tertiärer bis rezenter Stress nach Adamovič & Coubal (2009); Rajchl et al. (2009); Cajz & Valečka (2010) und Fischer et al. (2014).

Die reliktschen Oberflächen der mittel-tertiären Peneplain können als zeitlicher und struktureller Marker zur Interpretation der Hebung/Senkung der Hochflächen genutzt werden. Die Hochflächen sind von morphologischen Abbrüchen umgeben, welche aktiv erodiert werden. Die Flusslängsprofile weisen zwei Segmente auf. Im unteren Segment stellt sich ein neues Basisniveau der Flüsse ein. Nach unserer vorläufigen Interpretation entwickelten sich die Landschaften des südlichen Sachsens, ausgehend von einer im frühen Tertiär eingeebneten Oberfläche, welche anschließend durch drei tektonische Ereignisse fragmentiert wurde. Die NW- und NE-gerichtete Extension während des ersten Ereignisses im ausgehenden Oligozän und Miozän (30 – 17 Ma) führte zur Bildung von Sedimentationsräumen mit partieller Kohlebildung. Das zweite, NNW- bzw. N-S-kompressive Ereignis verursachte die erste partielle Hebung des Erzgebirge-Lausitz-Blockes und die Entwicklung eines Paläo-Drainagenetzes. An dieses Ereignis ist auch die Bildung der heutigen Konfiguration der Tertiärbecken des Eger-Grabens und der östlichen Lausitz gebunden. Das dritte, ebenfalls meist N-S-kompressive Ereignis verursacht die früh-quartäre Hebung des Erzgebirges sowie des Südtails der Lausitz. Diese morphologischen Hochlagen bildeten ein Hindernis für die ältesten Eisvorstöße. Die Heraushebung führte durch die Abtragung der mittel- bis spät-tertiären Sedimente und Anlage eines neuen Drainagenetzes zur Verjüngung der gesamten Topographie (Abbildung 48).

7 Literaturverzeichnis

- ADAMOVIĆ, J.; COUBAL, M.: Intrusive geometries and Cenozoic stress history of the northern part of the Bohemian Massif. *Geolines* (1999), 9, 5–14.
- AHNERT, F.: Functional relationships between denudation, relief and uplift in large mid-latitude drainage basins. *Am. J. Sci.*, 268 (1970), pp. 243-263.
- AHNERT, F.: Local relief and the height limits of mountain ranges. *Am. J. Sci.*, 284 (1984), pp. 1035-1055.
- ANDREANI, L., STANEK, K., GLOAGUEN, R., KRENTZ, O., DOMÍNGUEZ-GONZÁLEZ, L.: DEM-based analysis of interactions between tectonics and landscapes in the Ore Mountains and Eger rift (East Germany and NW Czech Republic). *Remote Sensing*, 6 (2014), S. 7971–8001
- BABUŠKA, V., PLOMEROVÁ, J., FISCHER, T.: Intraplate seismicity in the western Bohemian Massif (central Europe): A possible correlation with a paleoplate junction. *Journal of Geodynamics*, 44 (2007), S. 149–159
- BAHRT, W., BÖNISCH, R., KRENTZ, O., KÜHNER, R., LAPP, M., PETZOLD, H., SCHNEIDER, W., SCHULTZE, H., SEIBEL, B., STANDKE, G.: Die geologische Entwicklung der Lausitz. *Vattenfall Europe Mining* (2010), 193 S.
- BÖSE, M., LÜTHGENS, C., LEE, J. R., ROSE, J.: Quaternary glaciations of northern Europe. *Quaternary Science Reviews*, 44, (2012), 1-25.
- BRANDES, C., POLOM, U., WINSEMANN, J.: Reactivation of basement faults: interplay of ice-sheet advance, glacial lake formation and sediment loading. *BASIN RESEARCH*, 23(1), (2011), 53-64.
- BÜCHNER, J., TIETZ, O., VIREECK, L., SUHR, P., ABRATIS, M.: Volcanology, geochemistry and age of the Lausitz Volcanic Field. *International Journal of Earth Sciences*, 104(8), (2015), 2057-2083.
- BURBANK, D. W., ANDERSON, R. S.: *Tectonic Geomorphology*. Cambridge: Blackwell Science (2001).
- CAJZ, V., VALEČKA, J.: Tectonic setting of the Ohře/Eger Graben between the central part of the České středohoří Mts. and the Most Basin, a regional study. *Journal of Geosciences*, 55 (2010), S. 201–215
- CAJZ, V., VOKURKA, K.; BALOGH, K.; LANG, M.; ULRYCH, J.: The České středohoří Mts.: Volcanostratigraphy and geochemistry. *GeoLines* (1999), 9, 21–28.
- CLARK, M. K., MAHEO, G., SALEEBY, J., FARLEY, K. A.: The non-equilibrium landscape of the southern Sierra Nevada, California. *GSA Today*, 15 (2005), S. 4–10
- CZUDEK, T., DEMEK, J.: Některé problémy interpretace povrchových tvarů České vysočiny. *Zprávy Geografického ústavu ČSAV*, 7 (1970), S. 9–28
- DEMEK, J.: Etchplain, rock pediments and morphostructural analysis of the Bohemian Massif (Czech Republic). In D. Drbohlav, J. Kalvoda, & V. Voûenlílek (Eds.), *Czech Geography at the Dawn of the Millenium* (2004), S. 69–81, Palacky University in Olomouc, Olomouc.
- DORSEY, R. J., ROERING, J. J.: Quaternary landscape evolution in the San Jacinto Störungszone, Peninsular Ranges of southern California: Transient response to strike-slip fault initiation, *Geomorphology*, 73, (2006), 16 – 32.
- DUNCAN, C., MASEK, J., FIELDING, E.: How steep are the Himalaya? Characteristics and implications of along-strike topographic variations. *Geology*, 31 (2003), S. 75–78
- EISSMANN, L.: Quaternary geology of eastern Germany (Saxony, Saxon–Anhalt, South Brandenburg, Thüringia), type area of the Elsterian and Saalian Stages in Europe. *Quaternary Science Reviews*, 21 (2002), S. 1275–1346
- FAIRFIELD, J., LEYMARIE, P.: Drainage networks from grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 27 (1991), S. 709–717

- FISCHER, T., HORÁLEK, J.: Slip-generated patterns of swarm microearthquakes from West Bohemia/Vogtland (central Europe): evidence of their triggering mechanism? *Jour. Geophys. Research*, 110 (2005), S. 1–14
- FISCHER, T., HORÁLEK, J., HRUBCOVÁ, P., VAVRYČUK, V., BRÄUER, K., KÄMPF, H.: Intra-continental earthquake swarms in West-Bohemia and Vogtland: A review. *Tectonophysics*, 611 (2014), S. 1–27
- FLINT, J. J.: Stream gradient as a function of order, magnitude and discharge. *Water Resources Research*, 10 (1974), S. 969–973
- FONT, M., AMORESE, D., LAGARDE, J. L.: DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France). *Geomorphology*, 119 (2010), S. 172–180
- GALLEN, S. F., WEGMANN, K. W., BOHNENSTIEHL, D. R.: Miocene rejuvenation of topographic relief in the southern Appalachians. *GSA Today*, 23.2 (2013), S. 4–10
- GILETYCZ, S., LOGET, N., CHANG, C. P., MOUTHEREAU, F.: Transient fluvial landscape and preservation of low-relief terrains in an emerging orogen: example from Hengchun Peninsula, Taiwan. *Geomorphology*, 231 (2015), S. 169–181
- GÖTHEL, M.: Geologische Karte der Lausitz 1:100.000 (Känozoikum abgedeckt). LAUBAG (1998)
- GÖTHEL, M., TRÖGER, K.-A.: Zur Oberkreideentwicklung der Nordsudetischen Kreidemulde, westlicher Teil (Lausitz, Deutschland). *Z.geol.Wiss.*, Berlin, 30 (2002), S. 369–383
- GOLTS, S., ROSENTHAL, E., A.: morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology* 7 (4), (1993) 305–315.
- GROHMANN, C.H., RICCOMINI, C., ALVES, F.M.: SRTM-based morphotectonic analysis of the Pocos de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil. *Comput. Geosci.* 33 (1), (2007) 10–19.
- HACK, J. T.: Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. U.S. Geological Survey Professional Paper, 294 (1957), S. 45–97
- HACK, J. T.: Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *Am. J. Sci.*, 258 (1960), S. 80–97
- HLOŽEK, M.: Oscilační zóna kontinentálního zalednění v Lužických horách (Margin of the Scandinavian glaciation in the Lužické Hory Mountains). BSc. Univers. Prag, (2009) 38 pp.
- HORTON, R. E.: Erosional development of streams and their drainage basins: hydro-physical approach to quantitative morphology, *Geological Society of America Bulletin* 56 (3): (1945) 275-370.
- HOTH, K., EILERS, H., FRITZSCHE, H.: Geologische Übersichtskarte des Freistaates Sachsen 1:400.000 (Karte ohne känozoische Sedimente). Dresden, Sachsen (Germany): Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Bereich Boden und Geologie (1995).
- HOWARD, A. D., KERBY, G.: Channel changes in badlands. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 94 (1983), S. 739–752
- ISACKS, B. L.: Long term land surface processes: erosion, tectonics and climate history in mountain belts. In P. Mather (Ed.), *TERRA-1: Understanding the Terrestrial Environment*. London: Taylor and Francis (1992), S. 21–36
- JAROSINSKI, M.: Recent tectonic stress field investigations in Poland: a state of the art. *Geological Quarterly*, 50 (2006), S. 303–321
- JONES, R.: Algorithms for using a DEM for mapping catchment areas of stream sediment samples. *Computers & Geosciences*, 28 (2002), S. 1051–1060
- KELLER, E. A., PINTER, N.: *Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape*. Englewood Cliffs, N.J.: Prentice Hall (1996).
- KIRBY, E., WHIPPLE, K. X.: Quantifying differential rock–uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29 (2001), S. 415–418

- KIRBY, E., WHIPPLE, K.X.: Expression of active tectonics in erosional landscapes. *J. Struct. Geol.* 44, (2012) 54–75.
- KRENTZ, O., LAPP, M.: Bruchtektonische Hauptelemente. In BAHRT et al.: Die geologische Entwicklung der Lausitz. VATTENFALL Europe Mining AG (2010), S. 139
- KÜHNER, R.: Karte der bruchtektonischen und subrosiven Strukturen im 2. Miozänen Flözkomplex des Niederlausitzer Braunkohlereviere, 1:100.000. Vattenfall Europe Mining AG (2008)
- LEGRAIN, N., STÜWE, K., WÖLFLE, A.: Incised relict landscapes in the eastern Alps. *Geomorphology*, 221 (2014), S. 124–138
- MALKOVSÝ, M.: Palaeogeography of the Miocene of the Bohemian Massif. *Výstník Ústředního Ústavu Geologického* (1975), 50, 27–31.
- MALKOVSÝ, M.: The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution. *Tectonophysics* (1987), 137, 31–42.
- MASEK, J. G., ISACKS, B. L., GUBBELS, T. L., FIELDING, E. J.: Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *J. Geophys. Res.*, 99 (1994), S. 13-941
- MATHER, A. E.: Adjustment of a drainage network to capture induced base-level change. *Geomorphology*, 34 (2000), S. 271–289
- MATMON, A., BIERMAN, P., LARSEN, J., SOUTHWORTH, S., PAVICH, M., CAFFEE, M.: Temporally and spatially uniform rates of erosion in the southern Appalachian Great Smoky Mountains. *Geology*, 31 (2003), S. 155–158
- MIGON, P.: Tertiary etchsurfaces in the Sudetes Mountains, SW Poland: a contribution to the pre-Quaternary morphology of Central Europe. In M. Widdowson (Ed.), *Palaeosurfaces: recognition, reconstruction, and palaeoenvironmental interpretation*, Geological Society Special Publication, London, 120 (1997), S. 187-202
- MIGON, P.: Main features of geomorphology of the Sudetes re-assessed in the light of digital elevation model. *Geografie Sborník České Geografické Společnosti*, 113 (2008), S. 400–416
- MONTGOMERY, D.R., BRANDON, M.T.: Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 201, no. 3–4, p. (2002) 481–489.
- MUDD, S. M., ATTAL, M., MILODOWSKI, D. T., GRIEVE, S. W. D., VALTERS, D. A.: A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis. *J. Geophys. Res.*, 119 (2014), S. 138–152
- MÜLLER, B., WEHRLE, V., ZEYEN, H., FUCHS, K.: Short-scale variations of tectonic regimes in the western European stress province north of the Alps and Pyrenees. *Tectonophysics*, 275 (1997), S. 199–219
- NASA: Enhanced Shuttle Land Elevation Data, 2015
- NOWEL, W.: Untersuchungen über die Lagerstättenverhältnisse des Quartärs im westlichen und mittleren Teil des Lausitzer Braunkohlen-Kernreviers. Unveröff. Diplomarbeit, Bergakademie Freiberg (1965), 202 S.
- NOWEL, W., BÖNISCH, R., SCHNEIDER, W., SCHULZE, H.: *Geologie des Lausitzer Braunkohlereviere. Lausitzer Braunkohle Aktiengesellschaft* (1994).
- O'CALLAGHAN, J.F., MARK, D.M.: The Extraction of Drainage Networks from Digital Elevation Data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 28, (1984) 328-344.
- PÄLCHEN, W.; Walter, H.: *Geologie von Sachsen*. (2008).
- PAZZAGLIA, F. J.: Landscape evolution models. In A. Gillespie, S. Porter, & B. Atwater (Eds.), *The Quaternary Period in the United States* (2003), S. 247-274, Elsevier Science Ltd.: Oxford, UK.
- PERRON, J. T., ROYDEN, L.: An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surf. Processes Landforms*, 38 (2013), S. 570-576

- PETEREK, A., REUTHER, C. D., SCHUNK, R.: Neotectonic evolution of the Cheb Basin (Northwestern Bohemia, Czech Republic) and its implications for the late Pliocene to Recent crustal deformation in the western part of the Eger Rift. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 39 (2011), S. 335-365
- RAJCHL, M., ULIČNÝ, D., GRYGAR, R., MACH, K.: Evolution of basin architecture in an incipient continental rift: the Cenozoic Most Basin, Eger Graben (Central Europe). *Basin Research*, 21 (2009), S. 269–294
- SCHOENBOHM, L. M., WHIPPLE, K. X., BURCHFIEL, B. C., CHEN, L.: Geomorphic constraints on surface uplift, exhumation, and plateau growth in the Red River region, Yunnan Province, China. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 116 (2004), S. 895–909
- SCHULZ, H.: Die geologischen Verhältnisse der Braunkohlenlagerstätten der südöstlichen Oberlausitz. *LAUBAG Hauptverwaltung HA Geotechnik* (1998), 17 S.
- SHAHZAD, F., GLOAGUEN, R.: TecDEM: A MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 1: Drainage network preprocessing and stream profile analysis. *Computers & Geosciences*, 37 (2011), S. 250–260
- SIBSON, R.: A brief description of natural neighbor interpolation. In V. Barnett (Ed.), *Interpreting Multivariate Data* chapter Chapter 2, (1981), S. 21-36, Chichester: John Wiley.
- SNYDER, N. P., WHIPPLE, K. X., TUCKER, G. E., MERRITTS, D. J.: Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, (2000), S.1250–1263
- STAFF, H.: Die Geomorphogenie und Tektonik des Gebietes der Lausitzer Überschiebung; *Geologie und Paläontologie Abhandlungen: Jena, Thuringia, Germany*, (1914); B13H2, pp. 85–123.
- STANEK, K.: Junge (känozoische) tektonische Entwicklung in Kristallingebieten in Sachsen. Unveröff. Bericht LfULG (2013), 39 S.
- STANEK, K., DOMÍNGUEZ-GONZALES, L., ANDREANI, L., BRÄUTIGAM, B.: Tektonische und geomorphologische 3D-Modellierung der tertiären Einheiten der sächsischen Lausitz. *Schriftenreihe des LfULG Sachsen*, 19, (2016), 2-85.
- STEDING, D.: Über quartärgeologische Fragen in Ostsachsen am Rande der Mittelgebirge. *Ber. Geol. Ges. DDR. Berlin* 7(1962), S. 262-269
- STRAHLER, A. N.: Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topology, *Geological Society of America Bulletin*, 63 (11): (1952). 1117–1142.
- STRAHLER, A. N.: Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union*, 8 (1957), S. 913–920
- SUHR, P.: The Bohemian Massif as a Catchment Area for the NW European Tertiary Basin. *Geolines (Praha)*, 15 (2003), S. 147–159
- TROIANI, F., DELLA SETA, M.: The use of the Stream Length–Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy. *Geomorphology*, 102 (2008), S. 159–168.
- ULRYCH, J.; PIVEC, E.; LANG, M.; BALOGH, K.; KROPAČEK, V.: Cenozoic intraplate volcanic rocks series of the Bohemian Massif: A review. *GeoLines* (1999), 9, 123–129.
- WAGENBRETH, O., STEINER, W.: *Geologische Streifzüge*. Deut. Verl. f. Grundstoffind., 4. Aufl. (1990). Leipzig.
- WALTHER, H.; KIESEL, Y.; KURZE, M.: *Exkursionsführer für das Tertiär im nördlichen und nordwestlichen Gebiet der CSSR*; Institut für Geologie, Bergakademie Freiberg: Freiberg, Germany, (1978) pp. 1–17.
- WEISS A.: Topographic position and landforms analysis. In: Poster presentation, ESRI user conference, San Diego, CA, (2001).

- WHIPPLE, K. X., TUCKER, G. E.: Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J. Geophys. Res.*, 104 (1999), S. 17661–17674
- WHITTAKER, A.C., ATTAL, M., COWIE, P.A., TUCKER, G.E., ROBERTS, G.: Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long profiles. *Geomorphology* 100 (3–4), (2008) 506–526.
- WINSEMANN, J., BRANDES, CH., POLOM, U., WEBER, CH.: Depositional architecture and palaeogeographic significance of Middle Pleistocene glaciolacustrine ice marginal deposits in northwestern Germany: a synoptic overview. *E&G Quaternary Science Journal*, 60, 2–3, (2011), 212–235.
- WILLETT, S., BRANDON, M.: On steady states in mountain belts. *Geology*, 30 (2002), S. 175–178
- WOBUS, C., WHIPPLE, K. X., KIRBY, E., SNYDER, N., JOHNSON, J., SPYROPOLOU, K., CROSBY, B., SHEEHAN, D.: Tectonics from topography: Procedures, promise and pitfalls. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, 398 (2006), S. 55-74
- WOLF, L., SCHUBERT, G.: Die spättertiären bis elstereiszeitlichen Terrassen der Elbe und ihrer Nebenflüsse und die Gliederung der Elster-Kaltzeit in Sachsen. *Geoprofil Freiberg*, 4 (1992), S.1-43.
- ZIEGLER, P.A.: European Cenozoic rift system. *Tectonophysics* (1992), 208, 91–111.

Anlagen

Anlage 1 Drainage-Netz in Sachsen und Umgebung, Maßstab 1:200.000

Hinweise zur Anlage 1

Für die Extraktion des Drainagenetzes wurden Datenquellen verschiedener räumlicher Auflösung genutzt: Für die regionale Analyse über die sächsischen Grenzen hinaus wurde das DGM30 auf Basis der SRTM-Daten mit einer Auflösung von 30m (1 Bogensekunde) (NASA) genutzt. Das Territorium Sachsens wurde mit einem DGM der räumlichen Auflösung 10 m (DGM10) auf der Basis des korrigierten DGM2 (Staatsbetrieb Geobasisinformation und Vermessung Sachsen) abgedeckt. Bei Karten größeren Maßstabs (1:100.000) konnte für die Gebiete des Erzgebirges und der Lausitz auf ein DGM6 zurückgegriffen werden. In allen sächsischen Datensätzen sind die Vegetation sowie anthropogene Einflüsse soweit wie möglich korrigiert, so dass Artefakte aus dem Rauschen der Vegetation minimiert werden können. Die Extraktion des Drainagenetzes erfolgte mit TecGEM. Das DGM wird zunächst gefüllt, also von "abgeschlossen" Senken und Becken befreit, in denen das Programm nicht in der Lage wäre, die Abflussrichtung zu bestimmen. Im nördlichen Projektgebiet betraf das vor allem Senke", d.h. DGM-Fehler oder anthropogene Artefakte (z. B. Tagebau und Halden). Alternativ können auch erhöhte Bereiche weggeschnitten werden. Im Anschluss werden sämtliche Flüsse extrahiert. Der Verlauf der Flüsse beruht auf der Annahme, dass jeweils an der tiefsten Stelle des DGM in einem Tal ein Bach oder Fluss verläuft. Die Fließrichtung wird über den D8-Algorithmus (Deterministic 8) ermittelt, bei dem auf einem 3 x 3 Pixel Raster um das untersuchte Pixel herum der Abfluss immer dem Nachbarpixel zugeordnet wird, welches das stärkste Gefälle im Vergleich zum mittleren Pixel hat (Wolf, 2003; O'Callaghan & Mark, 1984; Fairfield & Leymarie, 1991; Jones, 2002).

Anlage 2 Höhe des Basis-Niveaus im Erzgebirge, Maßstab 1:120.000

Hinweise zur Anlage 2

Die durch die Analyse der FLP gewonnen Knick-Punkte begrenzen verschieden hohe Basis-Niveaus (Abb. 18). Für die Rekonstruktion der Karte des Basis-Niveaus wurden insgesamt 374 Punkte des obersten, ältesten Basis-Niveaus dargestellt. Zwischen diesen Punkten wurde das Basis-Niveau interpoliert. Jedem Basis-Niveau-Punkt wurden die topographische Höhe und die Höhe des interpolierten Basis-Niveaus zugeordnet. Aus der Differenz dieser beiden Höhen errechnet man die Einschneidung an diesem Punkt.

Anlage 3 Interpolation des Basis-Niveaus der Flüsse der 1. Strahler- Ordnung, Maßstab 1:120.00

Hinweise zur Anlage 3

In der Karte ist die Oberfläche geplottet, die sich aus der Interpolation der Höhe der Wasserläufe oberhalb des obersten Basis-Punktes ergibt. Diese Karte kann als Überblick zur Lokalisierung von erhaltenen älteren Oberflächen dienen. Vier mögliche „ältere Oberflächen“ konnten anhand der größeren topographischen Höhe ausgehalten werden. Die erste ältere Fläche liegt mit Höhen von 550 – 775 m im Vogtland. Die zweite, kleinere Fläche umgibt Aue mit Höhen von 550 – 650 m. Die Fläche um Aue wird von steilen, abfallenden Gradienten begrenzt. Die dritte Fläche liegt in der Gegend um Annaberg mit Höhen von 500 – 650 m. Nach NE wird die Annaberger („Rest“-) Fläche durch das Flöha-Tal begrenzt, welches eine geringere Höhe um 450 m aufweist. Scheinbare „abflusslose Senken“ im Flöha-Tal sind Artefakte aus der Interpolation. Die vierte Fläche ergibt sich aus den Höhenwerten um Altenberg von 575 – 700 m. Es gibt zwei Übergangsbereiche zwischen den Hochlagen und den Niederungen im Norden: Ein Gebiet erstreckt sich zwischen südlich

der Linie Zwickau-Chemnitz mit einem Sporn nach Norden in Richtung Hohenstein-Ernstthal im westlichen Granulit-Massiv. In diesem Gebiet reicht die Höhe von 300 m bis 325 m. Das zweite Gebiet erstreckt sich um und südlich von Freiberg und erreicht Höhen von 325 m bis 475 m. In den nördlichen Flachland-Gebieten erreicht die Basis-Niveau-Höhe nicht mehr als 150 m.

Anlage 4 Chi-Gradient Interpolation im Erzgebirge, Maßstab 1:120.000

Hinweise zur Anlage 4

Nach der Verteilung der Gebiete mit hohen Chi-Werten (zwischen 0,06 – 0,15), können im Erzgebirge sieben Gebiete ausgehalten werden. Das erste und größte Gebiet umfasst die Fläche südwestlich des Oberlaufs der Zwickauer Mulde bis in das Vogtland („Eibenstock-Hoch“). Die nordöstliche Grenze korrespondiert etwa mit der postulierten NW-streichenden Gera-Jáchymov-Störungszone. In diesem etwa dreieckigen Gebiet werden die höchsten Chi-Werte von 0,15 erreicht. Das nächste Gebiet liegt zwischen Aue und Annaberg. Dieses Gebiet wird durch ein NW-streichendes Element mit niedrigen Chi-Werten geteilt, welches etwa mit der Wiesenbader Störung zusammenfällt. Die nordöstliche Grenze des Gebiets verläuft im Flöha-Tal. Nordöstlich vom Flöha-Tal folgt ein breiter Saum von niedrigen Chi-Werten (0,01), unterbrochen von mittleren Werten zwischen der Freiburger Mulde und der Bobritzsch. Interessant erscheint, dass trotz etwa gleicher geographischer Höhe dieses dritten Gebietes die Chi-Werte deutlich absinken. Die vierte Zone erstreckt sich ringsum Altenberg. Nach Nordosten gibt es eine deutliche Grenze sowohl in den niedrigen Werten des Mittelsächsischen Hochlandes (Andreani et al., 2014) als auch im Gebiet um Altenberg. Die Flutebene der Elbe weist die geringsten Chi-Werte auf und wird besonders bei Pillnitz durch Escarpments begrenzt. Diese Escarpments mit hohen Chi-Werten (0,135) fallen mit post-kretazischen Störungen zusammen (Andreani et al., 2014; Andreani in Stanek et al., 2016). Die fünfte Zone erstreckt sich nördlich des Erzgebirges, nördlich der Linie Zwickau-Chemnitz-Freiberg-Dresden, mit niedrigen Chi-Werten. Eine Ausnahme bildet nur der Durchbruch der Zschopau durch das Granulitgebirge mit höheren Werten. Hier teilt die Zschopau das Granulitgebirge in zwei Teile. Das sechste Gebiet mit hohen Werten von 0,07 – 0,09 liegt im Lausitzer Bergland.

Anlage 5 Interpolation der ksn-Werte im Erzgebirge, Maßstab 1:120.000

Hinweise zur Anlage 5

Die unterschiedliche Verteilung der Werte des normalisierten Gefälle-Index (ksn), interpoliert über ausgewählte Flussprofile im Erzgebirge, wird benutzt, um die Projektfläche in verschiedene Domäne aufzuteilen. Diese Domänen fallen weitestgehend mit den Gebieten zusammen, die auch hohe Chi-Werte aufweisen. Hohe ksn-Werte reflektieren eingetiefte Flussläufe, welche nicht equilibriert sind. Niedrige ksn-Werte zeigen geringe Gefälle im Flusslauf an. Im Gebiet des „Eibenstock-Hoch“ liegen die ksn-Werte zwischen 35 – 70. Im Nordosten wird das Gebiet durch die postulierte Gera-Jáchimov-Zone (GJZ) begrenzt, im Nordwesten durch ein lineares Element zwischen der Erzgebirgsvorsenke und dem Erzgebirge (Andreani et al., 2014). Die hohen ksn-Werte dieser Domäne zeigen die geringe Equilibrierung der Flüsse an. Vermutlich wurde die Basis für das Equilibrium geändert, so dass die Flüsse versuchen, das Equilibrium durch eine zunehmende lineare Erosion zu erreichen. Die zweite Fläche liegt südlich von Chemnitz zwischen dem Flöha-Tal und Aue-Annaberg. Die nicht-equilibrierten Flussläufe innerhalb der Fläche sind hier die Chemnitz und Zschopau. Die hohen ksn-Werte am Rande der zweiten Fläche zwischen 35 – 63 weisen einen NW-Trend und sind an die Täler von Schwarzwasser/Zwickauer Mulde und dem Flöha-Tal gebunden. Die dritte Domäne liegt im Gebiet südlich Freiberg zwischen dem Flöha-Tal und der Weißeritz. Die hier charakteristischen

niedrigen ksn-Werte reichen vom Erzgebirgsabbruch bis in die tieferen Gebiete um Döbeln. Der Grund für die geringen ksn-Werte in relativ großer Höhe ist das homogene NW-Einfallen der Oberfläche ohne bedeutenden Wechsel der Oberflächenneigung. Es gibt nur wenige lokale Ausnahmen entlang von größeren Flüssen wie der Freiburger Mulde. Die vierte Domäne liegt im oberen Osterzgebirge. Sehr hohe ksn-Werte (42 – 63) wurden in den Bächen und Flüssen um Altenberg detektiert.

Anlage 6 Isobasis-Karte (2. und 3. Strahler-Ordnung), Maßstab 1:200.000

Hinweise zur Anlage 6

Die Isobasen-Karte der 3. und 2. Strahler-Ordnung gestatten es, Diskontinuitätszonen zu identifizieren (braune Linien) und dadurch die größeren morphologischen Einheiten abzugrenzen. Die Analyse der Isobasen-Karte erfolgte - der Morphologie folgend - von SW nach NE. Die ersten linearen Anomalien (Iso1 und Iso10) im Vogtland haben einen N-S bzw. NNW-Trend. Beide Anomalien entsprechen einem negativen Gradienten (V-förmige Kontur-Linien, die niedrigsten Werte befinden sich im Zentrum der Anomalie). Die Werte schwanken zwischen 300 – 500 m. Die Lineamente erstrecken sich entlang der seismisch aktiven Zonen des Vogtlandes. Das als Iso2 ausgehaltene Lineament erstreckt sich vom südlichen Zwickau bis in das Gebiet Aue-Schwarzenberg (Gera-Jáchymov-Zone?). Auch hier schwanken die Werte zwischen 300 – 550 m. Beide Lineamente begrenzen eine geschlossene Fläche um Auerbach in einer Höhe von 900 m. Das Lineament Iso3 besitzt einen ähnlichen N-S-Trend wie Iso10 südlich von Chemnitz bis Annaberg-Buchholz. Die Isobasen-Werte reichen bis 450 m. Iso5 streicht etwa NNW und liegt in dem Gebiet, welches als Flöha-Zone bezeichnet wird. Das Lineament Iso5 durchschlägt die Erzgebirgskette und die Krusne Hory-Störung. Die Ausdehnung indiziert, dass die mit dem Lineament verbundene Struktur Relief-bildend für das Erzgebirge ist. Entlang dieser Struktur wird das Erzgebirge in zwei Einheiten geteilt. Das Lineament Iso5 ist nach SW gebogen und setzt sich bis zum Lineament Iso4 fort. Iso4 erstreckt sich südwestlich von Döbeln entlang der Merbach-Störung und hat einen ähnlichen NNE-Trend wie das Lineament Iso4. Beide Anomalien haben niedrige Isobasen-Werte zwischen 200 – 250 m. Dagegen erreicht das Lineament Iso12 südlich von Freiberg entlang des Laufs der Freiburger Mulde Werte zwischen 400 – 600 m. Das Lineament Iso9 erstreckt sich in der Nähe von Freital in nordöstlicher Richtung. Das Lineament Iso6 folgt dem Elbtal in nordwestlicher Richtung. Das letztgenannte Lineament ist die größte negative Anomalie, die das Erzgebirge von der Lausitz trennt.

Anlage 7 Karte des Lokalen Reliefs, Maßstab 1:200.000

Hinweise zur Anlage 7

Die Karte des Lokalen Reliefs (LR) zeigt die Verteilung der Einschneidung durch den Erosionseffekt des Drainagenetzes. Die LR-Karte von Sachsen und angrenzenden tschechischen und polnischen Gebieten wurde auf der Basis des DGM10 für Sachsen und des DGM30 für angrenzende Gebiete mit einem gleitenden Fenster von 3 km gerechnet. Die sich aus der Kartendarstellung ergebenden Lineamente entsprechen hohen Gradienten oder anomal hohen Werten. Das Westerzgebirge wird durch die NW-streichenden Lineamente LR_2 und LR_4 in Subgebiete mit nach NE abnehmenden Werten getrennt. Nach NW begrenzen die Lineamente LR_1, LR_3 und LR_11 das Westerzgebirge gegen Gebiete mit geringerer Einschneidung (Vorzgebirgssenke, Granulitgebirge und das Flachland um Döbeln). Im mittleren und Osterzgebirge markieren die Lineamente LR_5, LR_10 (Pillnitz) LR_7 (Pulsnitz) und LR_6 (Cunewalde-Tal) lokal begrenzte Anomalien.

Die Lineamente des Eger-Grabens von Cheb im Westen nach Most (LR_15, LR_16, LR_21, und LR_32) zeigen einen deutlichen NE-Trend. Diese Lineamente entsprechen einem sehr hohen Gradienten der LR-Werte.

Anlage 8 Karte der Oberflächenrauigkeit, Maßstab 1:200.000

Hinweise zur Anlage 8

Die Karte der Oberflächenrauigkeit (SR) wurde mit einem gleitenden Fenster von 3 km über dem DGM10 für Sachsen und dem DGM30 für die angrenzenden Gebiete berechnet. Hohe SR-Werte entsprechen einer stark gegliederten Landschaft, während SR-Werte nahe Eins für flache Oberflächen charakteristisch sind. Die linearen Anomalien in der SR-Karte wurden mit dem Präfix „SR“ nummeriert. Die häufigsten Trends sind N-S, NW sowie NE gerichtet. Die genannten Anomalien wurden für linear angeordnete Werte größer 1,03 interpretiert. Die deutlichsten Lineamente sind mit bekannten und vermuteten neotektonischen Störungen assoziiert. Das Lineament SR_16 verläuft in weiterer Verlängerung der Mariánské-Lázně-Störung (MLF) durch das Vogtland. Parallel zu diesem Lineament verlaufen die Anomalien SR_29 und SR_13 mit SR-Werten bis zu 1,09. Das Lineament SR_11 verläuft im Streichen der Gera-Jáchymov Zone (GJZ). Das Projekt-Gebiet wird morphologisch im Süden durch die Lineamente SR_12 und SR_19 entlang des Erzgebirgsabbruchs begrenzt. Nordöstlich von Most verläuft die Anomalie in der schon im Kapitel „Lokales Relief“ beschriebenen Zick-Zack-Linie entlang des südlichen Erzgebirges. Dieser Wechsel im Streichen wird wieder durch Anomalien (SR_7 und SR_37) parallel zum Flöha-Tal begrenzt. Die Anomalien SR_20 und SR_21 begrenzen die Vulkanite des Böhmisches Mittelgebirges. Den größten Gradient der SR-Werte (bis zu 1,15) findet man in der NE-Begrenzung des ostelbischen Drainagesystems, welches sich tief in kretazische Sandsteine und Granodiorite des Lausitzer Massives eingeschnitten hat. Die Lineamente SR_45, SR_31 und SR_32 mit SR-Werten bis zu 1,09 sind nahezu identisch oder laufen parallel zu Teilen der Lausitzer Überschiebung. Die Anomalien SR_27, SR_28 und SR_25 in der Umgebung von Gera begrenzen die Plateaus von Buntsandstein. Die Anomalien begrenzen hier eine fast rechteckige Fläche mit SR-Werten zwischen 1,05 - 1,06.

Anlage 9 Karte des Hypsometrischen Integrals, Maßstab 1:200.00

Hinweise zur Anlage 9

Die Karte des Hypsometrischen Integrals (Elevation Relief Ratio – ERR) zeigt die Verteilung des Reliefs innerhalb eines gleitenden Fensters. Der Wert ERR wurde mit einem gleitenden Fenster von 3 x 3 km berechnet (siehe Abb. 28). Die hohen ERR-Werte kennzeichnen vor allem morphologische Hochlagen, die darin eingeschnittenen Flüsse (z. B. Elbe, Zwickau, Zschopau, Chemnitz) zeigen im Gegensatz dazu niedrige Werte an. Die ausgehaltenen Lineamente orientieren sich an hohen, linearen Gradienten zwischen hohen und niedrigen Werten. Hohe Werte können in gut erhaltener flacher Topographie, am Kontakt von ebenen Flächen mit Gebieten mit höherer Denudation oder am Rand von starken Geländeabbrüchen auftreten. Mittlere Werte sind charakteristisch für Gebiete geringer topographischer Höhe, oder für Gebiete hoher Altitude, die jedoch relativ stark denudiert sind. Die höchsten ERR-Werte wurden in den Gebieten um Freiberg, Mittweida und Frankenberg ermittelt, die von Andreani et al. (2014) als Mittelsächsisches Hochland (Mittelsachsen Highlands) beschrieben wurden. Diese Gebiete sind weitgehend von Weichsel-zeitlichen Löss und Lehm bedeckt, welcher das vorher vorhandene Relief oftmals ausgeglichen hat. Das bedeutet, dass die rezent sichtbare Oberfläche jünger als die Weichselvereisung ist.

Anlage 10 Karte des Oberflächen-Index, Maßstab 1:200.000

Hinweise zur Anlage 10

Hohe Werte des Oberflächen-Index (SI) (0,36 – 0,6) sind charakteristisch für relativ flache hoch liegende Flächen, mittlere SI-Werte (0 – 0,12) für ebene, tief liegende Fläche und negative Werte sind charakteristisch für morphologisch stark eingeschnittene Gebiete in größerer Höhe.

Folgt man dieser Gliederung, entspricht das Erzgebirge einer ebenen Fläche in größerer Höhe, im Süden begrenzt durch den Erzgebirgsabbruch. Im Westen folgt ein Gradient der nordwestlichen Fortsetzung der MLF (Lineament SI_1), parallele Elemente können nicht sicher dargestellt werden. Wie schon in den vorhergehenden Indizes dargestellt, wird das Gebiet des westlichen und mittleren Erzgebirges durch die Lineamente SI_2, SI_8 und SI_16 begrenzt und durch die Lineamente SI_6, SI_12 und SI_34 gegliedert. Das N-S-streichende Lineament SI_11 durchschlägt dieses Gebiet und setzt sich im Lineament SI_4 im Granulitgebirge fort. Das östliche Erzgebirge erscheint als einheitlicher Block. Die einheitlichen Werte des Osterzgebirges wird abrupt beendet durch die negativen Werte des tief eingeschnittenen, ostelbischen Teils des Elbsandsteingebirges (Lineamente SI_9 und SI_5) sowie durch schwache Anomalien im Elbelauf zwischen Pirna und Meißen (Lineamente SI_14 und SI_15). In der Lausitz zeichnet sich mit SI-Werten um 0,12 schwach das Lausitzer Bergland ab, vermutet Störungen wie die Cunewalde-Störung treten nicht in Erscheinung. Der nördliche Teil von Sachsen tritt mit SI-Werte nahe Null morphologisch nicht in Erscheinung.

Anlage 11 Karte des Topographischen Positionsindex, Maßstab 1:200.000

Hinweise zur Anlage 11

Die Analyse des Topographischen Positionsindex (TPI) konzentrierte sich lineare Gradienten mit TPI-Werte >60 und <-60. Man kann davon ausgehen, dass die niedrigen Gradienten V-förmige, nicht equilibrierte, tief eingeschnittene Täler darstellen. Die hohen Gradienten können auch mit scharfen Geländeabbrüche an ebenen Flächen assoziiert sein.

Beispiele für letzteren Fall sind die Abbrüche des Oberlausitz-Plateaus und des Mittelsächsischen Hochlandes gegen das Elbtal oder der Südabbruch des Erzgebirges in den Egergraben. Der Abbruch des Erzgebirges markiert mit den Lineamenten TPI_81, TPI_71 und TPI_78 wie schon vorher beschrieben die südliche Grenze des betrachteten Gebietes. Auch im TPI wird die morphologische Zweiteilung des Abbruchs nordöstlich von Most deutlich. Um tief eingeschnittene, V-förmige Täler nachzuweisen, wurden außer linearen Phänomenen auch Täler mit irregulärem Verlauf aber hohen Gradienten in Betracht gezogen. Die größte Fläche mit irregulärem, tief eingeschnittenem Drainagenetz ist das Gebiet des westlichen und mittleren Erzgebirges zwischen den Lineamenten TPI_15 (MLF) und TPI_22 (Flöha-Tal). Im Nordwesten wird das Gebiet durch die Lineamente TPI_1 und TPI_10 begrenzt, im Süden durch den Erzgebirgsabbruch (TPI_81 und TPI_71). Ein zweites Gebiet mit irregulärem Drainagenetz kann südlich von Dresden ausgehalten werden. Dieses Gebiet wird durch die Lineamente TPI_21 und TPI_67 im Westen und durch die Lineamente TPI_59 und TPI_66 im Osten begrenzt. Im südlichen Teil des Gebietes hat sich die Elbe in ein enges, strikt NW-gerichtetes Tal eingeschnitten. Sobald die Elbe das südliche Gebiet über die NNW-gerichtete Linie aus TPI_6 und TPI_16 verlässt, fließt sie mäandrierend in einer breiten Flutebene. Die südwestliche Seite des Elbtals zeigt ein „Umknicken“ der Zuflüsse der Elbe aus nordwestlicher bis nördlicher Richtung in die nordöstliche Fließrichtung entlang der Linien aus den Lineamenten TPI_7 und TPI_34. Die ostelbische Seite des Elbsandsteingebirges weist eine Scharung von NW-streichenden Elementen auf (TPI_59, TPI_66, TPI_74). Der nordöstliche Teil ist durch die steilen Abbrüche bei Pillnitz (TPI_16) und Oberau (junge Störung, TPI_5) gegliedert. Das Gebiet der Lausitz zeigt ähnliche TPI-Werte wie das östliche Erzgebirge, jedoch keine prägnant ausgebildeten Gradienten des Drainagenetzes. Ausnahmen bilden das Cunewalde-Tal (TPI_2) und das Lineament TPI_20, welches das Zittauer Gebirge mit jungen Erosionskesseln nach Norden begrenzt (TPI_20).

Anlage 12 Karte der geomorphologisch indizierten Strukturen, Maßstab 1:200.000

Hinweise zur Anlage 12

Die Karte fasst die Kombination verschiedener geomorphologischer Indizes zusammen. Darauf aufbauend werden wahrscheinliche, morphologisch begründete tektonische Elemente ausgehalten.

Anlage 13 Geomorphologische Strukturen, Westerzgebirge, Maßstab 1:100.000

Hinweise zur Anlage 13

Die Detailkarte fasst die Kombination verschiedener geomorphologischer Indizes zusammen. Darauf aufbauend werden wahrscheinliche, morphologisch begründete tektonische Elemente ausgehalten.

Anlage 14 Geomorphologische Strukturen, Mittel-Osterzgebirge, Maßstab 1:100.000

Hinweise zur Anlage 14

Die Detailkarte fasst die Kombination verschiedener geomorphologischer Indizes zusammen. Darauf aufbauend werden wahrscheinliche, morphologisch begründete tektonische Elemente ausgehalten.

Anlage 15 Geomorphologische Strukturen, NW-Sächsisches Tiefland, Maßstab 1:100.000

Hinweise zur Anlage 15

Die Detailkarte fasst die Kombination verschiedener geomorphologischer Indizes zusammen. Darauf aufbauend werden wahrscheinliche, morphologisch begründete tektonische Elemente ausgehalten.

Anlage 16 Geomorphologische Strukturen, Osterzgebirge-Lausitz, Maßstab 1:100.000

Hinweise zur Anlage 16

Die Detailkarte fasst die Kombination verschiedener geomorphologischer Indizes zusammen. Darauf aufbauend werden wahrscheinliche, morphologisch begründete tektonische Elemente ausgehalten.

Anlage 17 Geomorphologische Strukturen, Niederlausitz, Maßstab 1:100.000

Hinweise zur Anlage 17

Die Detailkarte fasst die Kombination verschiedener geomorphologischer Indizes zusammen. Darauf aufbauend werden wahrscheinliche, morphologisch begründete tektonische Elemente ausgehalten.

Anlage 18 Geomorphologisch indizierte Störungen, Maßstab 1:200.000

Hinweise zur Anlage 18

Karte der geomorphologisch indizierten Störungen.

Anlage 19 Karte der Oberflächenneigung, Maßstab 1:200.000

Hinweise zur Anlage 19

Die Karte stellt die räumliche Verteilung der Oberflächenneigung im Freistaat Sachsen und umgebenden Gebieten dar. Die Oberflächenneigung ist in Grad angegeben, die Intervalle der Darstellung sind nach statis-

tischer Verteilung in Quintalen berechnet. Die topografische Kartengrundlage ist ein DGM10 auf der Basis des korrigierten DGM2 des Staatsbetriebes Geobasisinformation und Vermessung Sachsen, für angrenzende Gebiete wurde das DGM30 auf Basis der SRTM-Daten mit einer Auflösung von 30m (1 Bogensekunde) (NASA) genutzt.

Die Karte zeigt besonders deutlich tief eingeschnittene Teile des Drainagenetzes (z. B. im Westerzgebirge, am Südrand des Erzgebirges), lithologisch bedingte Unterschiede der Verwitterung (SW-Rand des Schiefermantels des Granulitgebirges bei Hohenstein-Ernstthal), durch glazigene Erosion modellierte Rundhöcker-Landschaften in der Oberlausitz (z. B. zwischen Kamenz und Elstra), ältere trockene Mäander der Elbe zwischen Pirna und Königstein. Andererseits können ebene Gebiete und reliktsche Hochfläche farblich nicht unterschieden werden. Hier ist die Kombination mit anderen geomorphologischen Indizes notwendig.

Anlage 20 Drainage-Netz und Strahler-Ordnungen, Maßstab 1:200.000

Hinweise zur Anlage 20

Die Flüsse des in Anlage 1 extrahierten Drainagenetzes wurden ab einem minimalen Einzugsgebiet von 1 km² hierarchisch nach Strahler (1957) organisiert. Nach dem System von Strahler (1952) haben die kleinsten, unverzweigten Flüsse die erste Ordnung („Strahler-Ordnung“ genannt), fließen mehrere davon zusammen entsteht ein Fluss zweiter Ordnung. Ein Fluss dritter Ordnung entsteht aus zwei Flüssen zweiter Ordnung usw. (Horton, 1945).

Die originale Topographie des Drainagenetzes kann anthropogen durch Dämme und andere Wasserbauten verfälscht sein. Die künstlichen Verflachungen der ursprünglichen Flussläufe können so zu Fehler in der Analyse des Drainagenetzes führen. Diese Fehler können jedoch sehr leicht in den Längsprofilen der Flüsse entdeckt und bei der Analyse von Knick-Punkten entsprechend berücksichtigt werden.

Herausgeber:

Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie
(LfULG)

Pillnitzer Platz 3, 01326 Dresden

Telefon: + 49 351 2612-0

Telefax: + 49 351 2612-1099

E-Mail: lfulg@smul.sachsen.de

www.lfulg.sachsen.de

Autoren:

Dr. Leomaris Domínguez-Gonzalez,

Dr. Louis Andreani,

Dr. Klaus Stanek

Technische Universität Bergakademie Freiberg

Humboldt-Bau

Bernhard-v.-Cotta-Straße 2, 09599 Freiberg

Redaktion:

Dr. Sebastian Weber

LfULG, Abteilung Geologie

Halsbrücker Str. 31a, 09599 Freiberg

Telefon: +493731 294-1223

E-Mail: Sebastian.Weber@smekul.sachsen.de

Fotos:

Technische Universität Bergakademie Freiberg

Redaktionsschluss:

15.08.2019

ISSN:

1867-2868

Hinweis:

Die Broschüre steht nicht als Printmedium zur Verfügung, kann aber als PDF-Datei unter <https://publikationen.sachsen.de> heruntergeladen werden.

Verteilerhinweis

Diese Informationsschrift wird von der Sächsischen Staatsregierung im Rahmen ihrer verfassungsmäßigen Verpflichtung zur Information der Öffentlichkeit herausgegeben.

Sie darf weder von Parteien noch von deren Kandidaten oder Helfern zum Zwecke der Wahlwerbung verwendet werden. Dies gilt für alle Wahlen. Missbräuchlich ist insbesondere die Verteilung auf Wahlveranstaltungen, an Informationsständen der Parteien sowie das Einlegen, Aufdrucken oder Aufkleben parteipolitischer Informationen oder Werbemittel. Untersagt ist auch die Weitergabe an Dritte zur Verwendung bei der Wahlwerbung.

*Täglich für
ein gutes Leben.*

www.lfulg.sachsen.de