

7 Tektonik

7.1 Grundgebirge

JOHANN ROHRMÜLLER, HUBERT MIELKE & DIETER GEBAUER

Nachfolgend wird ein kurzer zusammenfassender Abriss über den tektonischen Aufbau und die strukturelle Entwicklung des Grundgebirges in Bayern gegeben. Dies ist als Ergänzung zu den bereits in den Beschreibungen der Gesteinsfolge zur Abgrenzung der tektono-metamorphen geologischen Einheiten (Kap. 2) notwendigen Ausführungen anzusehen.

7.1.1 Strukturelle Entwicklung

Ausgehend von der Beobachtung der räumlichen Lagerung der Gesteine ist es zum Verständnis der Entstehung des Grundgebirges notwendig, die dreidimensionale Formveränderung der Gesteine in ihrer geologischen Entwicklungsgeschichte zu erfassen. Das Verteilungsmuster der Gesteine und ihr Gefüge sind das Ergebnis von Verformungsereignissen (**Deformationen**), die es zu rekonstruieren gilt.

Die Deformationsabfolge als Resultat der strukturellen Analyse eines Gesteines (Erfassen der räumlichen und zeitlichen Beziehung zwischen Mineralneubildung bzw. Mineralwachstum einerseits und deren Verformung andererseits) kann unter gewissen Voraussetzungen durch radiometrische Datierungen in feste Zeitabschnitte untergliedert werden. Im Idealfall könnte sich als Ergebnis der strukturellen Untersuchungen ein Deformationspfad für die Gesteine ergeben, der sowohl die zeitliche Entwicklung als auch die Druck- und Temperaturgeschichte umfaßt und ferner bei metamorphen Gesteinen auch Aussagen über die prämetamorphe Vorgeschichte zuläßt.

Im Falle der vorliegenden, teils polymetamorphen Grundgebirgseinheiten in Bayern ist dies selten möglich. Die zu beobachtenden Strukturen (Schieferungen, Falten und Lineationen) resultieren meist aus einer mehrphasigen Verformung der Gesteine, die darüberhinaus noch z. T. verschiedenen orogenen (gebirgsbildenden) Ereignissen zuzuordnen sind. Aufgrund dieser komplizierten Entwicklungsgeschichte können die vorliegenden Strukturen im metamorphen Grundgebirge unterschiedlich interpretiert werden. Als Beispiel sei hier nur auf die je nach Autor variierenden Entwicklungsmodelle (WURM 1923, TOLLMANN 1982, FRANKE 1984, WEBER & VOLLBRECHT 1986, BEHR 1992, WEBER 1992, STETTNER 1994, LAPP et al. 1994, DUYSER et al. 1995) für die Genese der Grundgebirgskruste am Westrand der Böhmisches Masse verwiesen (Deckenbau, Transpressionszone, Transtension, „foreland-dipping-duplex“-Strukturen, Subduktion und Rücküberschiebung, spät- bis postvariskische Krustenstapelung).

Tabelle 7.1-1: Zusammenfassende Gliederung der orogenen Phasen

<p>Cadomische Orogenese</p> <p>Cadomische Metamorphose in der ZTD durch die Kontaktmetamorphose von kambrischen Granitoiden in vorher regionalmetamorphen Schiefern nachgewiesen; im Moldanubikum s. str. keine Belege für eine cadomische Prägung; durch die Altersdaten detritischer Zirkone der Paragesteine ein cadomisch geprägtes Abtragungsgebiet belegt</p>
<p>Kaledonische Orogenese</p> <p>„Kaledonisch“ zu verstehen als zeitlicher Begriff für ordovizische und silurische Orogenesen; nur durch radiometrische Datierung fixiert: Prägung „moldanubischer“ Gesteine im Regensburger Wald und im Bayerischen Wald, Palitbildung, Anatexis; Granulit- und Eklogitbildung im Oberpfälzer Wald (Winklarn); in der ZEV und der MM Gabbrointrusionen und vermutlich HP-Metamorphose</p>
<p>Akadische (= frühvariskische) Orogenese</p> <p>Deckenbewegungen, Terranekollision Bohemikum/Moldanubikum; im Westteil des Tepla-Barrandiums (ZTD), der MM und der ZEV Ende der Metamorphose und Heraushebung unter 350–300° C vor ca. 370 ma, Metamorphosetyp: Mitteldruck/Hochtemperatur-Metamorphose</p>
<p>Sudetische (= variskische) Orogenese</p> <p>Kollision Laurentia/Baltica mit Gondwana, Deckenbewegungen, unterkarboner Flysch, Extensionsstrukturen im Moldanubikum s. str. und im Grenzbereich Moldanubikum s. str. zu Bohemikumeinheiten (amphibolitfazielle bis grünschieferfazielle Mylonitisierung); im Saxothuringikum und Moldanubikum Ende der Metamorphose und Heraushebung unter 350–300° C vor ca. 320 ma, Metamorphosetyp: Niederdruck/Hochtemperatur-Metamorphose; Aufschmelzungsprozesse in der unteren sowie mittleren Kruste und Bildung der Granit-schmelzen, ? induziert durch Fluide und/oder mafische Schmelzen aus Erdmantel und/oder thermische Aufheizung durch Aufsteigen asthenosphärischen Mantelmaterials nach Delamination subduzierter Lithosphäre; spät- bis postdeformative Intrusion der Granite und Diorite (vor 340 bis 280 ma); Spätvariskische Mylonitisierung, Blastomylonitbildung und Diaphthorese in Störungszonen (z. B. Zone Tirschenreuth-Mähring, Pfahlzone, Grenzbereich Moldanubikum-ZEV); Abschluß der duktilen Deformation im Grundgebirge Bayerns</p>
<p>Spät- und postvariskische Heraushebung und Bruchtektonik</p> <p>Permokarbone Molasseschuttfächer – Bildung der Rotliegendesedimentbecken, Rotliegendevulkanismus; dominierende Phase der großräumigen Extension (Perm bis Jura), Subsidenz der Süddeutschen Großscholle; Wende Perm/Trias: „rift- and wrench-tectonic“ (= Krustendehnung verbunden mit Seitenverschiebungskomponente) – Bildung der Quarzmineralisation am Bayerischen und Böhmisches Pfahl und Bildung der Flußspatgangmineralisationen im Nabburg-Wölsendorfer Revier; ab Unterkreide Auswirkungen der beginnenden Alpenorogenese (Kollisionsstrukturen) ? Oberkreide/Alttertiär: Heraushebung des Westrandes der Böhmisches Masse und in Teilgebieten Aufschiebung des Kristallins auf das permomesozoische Vorland</p>

Eine Untergliederung des Grundgebirges in Zonen mit unterschiedlicher Streichrichtung der Schieferungsflächen und/oder der Faltenachsen ist für die strukturelle Entwicklung wenig aussagekräftig, ebenso eine Untergliederung in Bereiche mit „s-tektonischem“ und „b-tektonischem“ Baustil (sensu STETTNER 1972, 1981). Entscheidend ist die Synthese von Kristallisation und Deformation sowie radiometrischer Datierung. Die Entstehungsgeschichte mit Sedimentation – Extrusion oder Intrusion der Magmatite – Subduktion – Deformation und Metamorphose (meist mehrphasig) – Exhumation bzw. Heraushebung stellt sich für die einzelnen tektonometamorphen Zonen des bayerischen Variszikums unterschiedlich dar.

Nach der **variskischen Orogenese** ab dem Oberkarbon sind die Gesteinseinheiten in unterschiedlichem Grad bei der Heraushebung durch bruchhafte Verformungsmuster gekennzeichnet. In die spät- und postvariskische Ära (ab 320 ma) gehört die deutliche segmentale Zerlegung des Grundgebirges. Dabei darf angenommen werden, daß ältere Bruchstrukturen mit unterschiedlichem Bewegungssinn wiederholt reaktiviert wurden. Das gilt besonders für die Bruchsysteme des Böhmisches und des Bayerischen Pfahls. Die in der Karte gangförmig erscheinenden Quarzausfällungen sind aus gestaffelt stehenden, flachlinsigen Quarzgebilden integriert. Die Quarzausscheidung erfolgte in mehreren Phasen, wobei die vorangegangenen Ausfällungen zerbrachen und wieder zementiert wurden. Das Alter der Pfahlquarzbildungen liegt wahrscheinlich bei 250 ma.

Störungen im Deckgebirge haben ihren Ursprung in Relativbewegungen des Grundgebirges. Die tertiären Basaltvorkommen Nordbayerns, die in lineamentartigen Strukturen auftreten, zeigen bis in den Erdmantel hinabreichende Brüche an.

7.1.2 Deformation und Metamorphose

Saxothuringikum

Die Gesteine des **Frankenwälder Paläozoikums** sind meist nicht metamorph oder nur anchimetamorph geprägt. Die sedimentären bzw. vulkanogen-magmatischen Gefügestrukturen dominieren. Die Deformation mit der Anlage der SW–NE-streichenden Sattel- und Muldenstrukturen erfolgte in der variskischen Ära im Devon und Unterkarbon. Im Oberdevon und Unterkarbon ist eine intensive synsedimentäre Tektonik nachweisbar, teilweise mit Überschiebungen.

In den Gesteinen des **Fichtelgebirges** sind sedimentäre Strukturen meist noch erkennbar. Die Sedimentation mit magmatischen Phasen setzte im Kambrium ein und ist bis ins Unterkarbon belegbar. Ein Beginn der Sedimentation auf „älterem Sockel“ (postcadomische Diskordanz) ist bisher nicht faßbar (? kambrische Geröllhorizonte). Die Metamorphose und Deformation der Gesteine sind der **variskischen Ära zuzuordnen**. Kennzeichnend ist eine mehrphasige Niederdruckprägung. Die nach radiometrischen Mineraldatierungen dominierende variskische (um 330–320 ma) Niederdruck-Metamorphose ist älter als die Kontaktwirkung der Granite (320 ma) und jünger als eine flächenhaft reliktsch erhaltene Metamorphose unter mittleren bis niedrigen Druckbedingungen (evtl. frühvariskisch). Sie überstreicht den epizentralen bis mesozentralen Bereich und kulminiert über Chloritoid in der Staurolith-Almandin-Andalusit (\pm Sillimanit)-Zone, entsprechend Temperaturen von 580–640–C bei Drucken zwischen 3,5 und 5,5 kbar. Die Temperatur-Isograden steigen von SW nach NE an, wobei Temperatursprünge längs Störungen auftreten.

Der Faltenbau ist überwiegend SW-NE gerichtet (F1), dies entspricht dem Streichen des Fichtelgebirgsantiklinoriums. NW-SE-Achsen (F2) sind lokal entwickelt. Ihre Anlage erfolgte z. T. bereits semiduktil. Im **Spessart-Kristallin** dominiert eine jungvariskische amphibolitfaziale Mitteldruck (MP)-Metamorphose mit synkristalliner Deformation. Die lithologischen Einheiten streichen SW-NE.

Moldanubikum s. str.

Im Moldanubikum s. str. sind sedimentäre Strukturen meist nur im großräumigen Wechsel zwischen unterschiedlichen lithologischen Einheiten erkennbar. Das Alter der prämetamorphen, sedimentären und magmatischen Edukte umfaßt den Zeitraum **Oberproterozoikum bis Silur**. Die Gesteine sind durch eine polyphase duktile Deformation und durch einen meist mehrphasigen Metamorphoseverlauf gekennzeichnet. Reliktischer Granat und Disthen belegen eine ältere Regionalmetamorphose im Moldanubikum s. str. (akadisch oder kaledonisch). Das Ende der dominierenden variskischen **Niederdruck/Hochtemperatur-Metamorphose** ist mit 330–320 ma (Glimmer und Monazit) datiert.

Teilbereiche mit **Eklogit-** und **Granulit**vorkommen sind entweder als eingeschuppte Deckenreste oder als Beleg für eine ältere Mitteldruck/Hochdruck-Metamorphose (um 425 ma) anzusehen. Radiometrisch belegt ist im Bayerischen Wald und im Regensburger Wald ein kaledonisches Ereignis mit der Bildung von Anatexiten. In den moldanubischen Metamorphiten liegt eine polyphase Deformationsabfolge vor. Die ältesten zu beobachtenden Schieferungsgefüge sind meist als Interngefüge in Mineralen wie Granat erhalten. Aus der Orientierung der Faltenachsen generell zu schließen, ob sie jünger oder älter ist als eine andere, ist über den Gesamttraum des ostbayerischen Moldanubikums gesehen nicht möglich. In den einzelnen Teilräumen liegen unterschiedliche Abfolgen der Deformationsrichtungen vor. Im nordoberpfälzer Moldanubikum überfalteten NW-SE-orientierte Falten ältere NE-SW-streichende Falten. Im Gebiet um Waldmünchen werden ältere NW-streichende Falten von jüngeren NNE-streichenden Falten überformt. Im Künischen Gebirge werden ältere NE-orientierte Falten von NWSE-streichenden Falten überprägt.

Bohemikum (ZEV, MM, GAM)

Sedimentäre Strukturen sind meist nur im großräumigen Wechsel zwischen unterschiedlichen lithologischen Einheiten erkennbar. Die Gesteine zeigen z. T. eine polymetamorphe Entwicklung mit einer dominierenden frühvariskischen **Mitteldruck-Hochtemperatur-Metamorphose** um 390–380 ma (Disthen-Sillimanit-Granat-Biotit in Paragneisen). Meist nur in Metabasiten existieren Belege für ältere Hochdruck-Metamorphose (Eklogit, Granulit), deren Alter noch nicht eindeutig geklärt ist (frühordovizisch in der ZEV und unterdevonisch in der MM). In der Zone von Tepla-Domazlice (ZTD) kann eine cadomische Metamorphose nachgewiesen werden. Die ZEV, die MM und die GAM sind durch polyphas angelegte tektonische Strukturen und einen Decken- bzw. Schuppenbau gekennzeichnet.

In der **Münchberger Masse** (MM) liegt ein metamorph invers gelagerter Deckenstapel vor, die Gesteine zeigen eine komplexe Deformationsentwicklung. MP-metamorph gebildete Minerallineationen streichen NE-SW, und Schersinnindikatoren zeigen eine Bewegung der Hangendscholle nach SW an. Im Devon vollzog sich eine Um-

orientierung des Stress-Feldes von NE-SW-Bewegungen zu WNW-ESE, die finale NW-gerichtete Platznahme des Deckenstapels erfolgte im Unterkarbon.

In der Zone von **Erbendorf-Vohenstrauß** (ZEV) dominiert steiles bis halbsteiles (ca. 45°) Einfallen der Schieferungsflächen, meist nach SW. Den Nordteil und den Südteil bilden Mylonitzonen. Der Ostrand wird durch eine nach SW einfallende duktile Scherzone gebildet, an der das östlich anschließende Moldanubikum s. str. im Oberkarbon herausgehoben wurde.

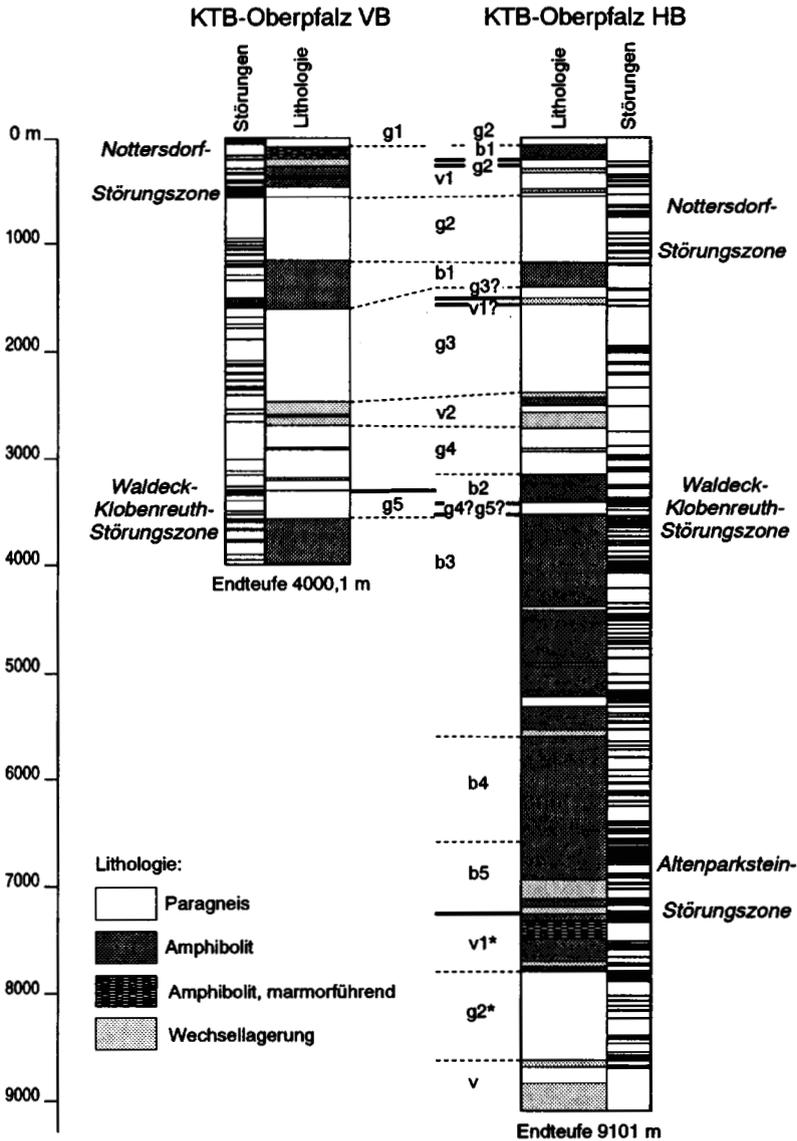


Abb. 71-1 Geologische Profile der KTB-Vorbohrung und der KTB-Hauptbohrung (HIRSCHMANN im Druck).

In der **Gabbroamphibolitmasse** (GAM) wurde ein cadomisch metamorphes Basement im Oberkambrium bzw. Unterordovizium von basischen bis intermediären Plutoniten intrudiert, die eine Kontaktmetamorphose in den Rahmengesteinen verursacht haben. Im Randbereich der GAM erfolgte eine Mitteldruck/Hochtemperatur (MP/HT)-Mylonitisierung (Amphibolitmylonite) der Gesteine, vermutlich im mittleren bis unteren Devon. Schersinnindikatoren und Lineationen belegen eine SW-gerichtete Aufschiebung. Der Grenzbereich zum Moldanubikum s. str. wurde noch jungvariskisch überprägt.

7.1.3 Strukturelle Ergebnisse der Kontinentalen Tiefbohrung Windischeschenbach/Oberpfalz (KTB)

Nach einem umfangreichen Voruntersuchungsprogramm für eine Kontinentale Tiefbohrung in der Bundesrepublik Deutschland wurde im September 1986 die Entscheidung zugunsten des Standorts Oberpfalz als Bohrpunkt für die Kontinentale Tiefbohrung getroffen.

Die KTB-Bohrlokation Windischeschenbach liegt im Nordteil der **Zone Erbdorfer-Vohenstrauß** (ZEV). Die Kontinentale Tiefbohrung mit 9101 m Bohrtiefe hat nicht wie ursprünglich erwartet diese Deckeneinheit durchbohrt. Sie lieferte aber eine Vielzahl von neuen Erkenntnissen über den strukturellen Aufbau des Westrandes der Böhmisches Masse. Die über das fast gesamte Bohrprofil der Vor- und Hauptbohrung meist steilgestellten ZEV-Einheiten können in drei sich lithologisch und strukturell unterscheidende Abschnitte untergliedert und mit der Oberflächengeologie des KTB-Umfeldes gut korreliert werden (HIRSCHMANN im Druck). Der obere Abschnitt der Hauptbohrung bis 3160 m sowie die Vorbohrung bis 3050 m wird hauptsächlich aus Paragneisen mit Einschaltungen von „bunten“ Wechsellagerungen und Metabasiten aufgebaut. Der mittlere Abschnitt bis 7260 m bzw. 7300 m besteht fast ausschließlich aus Metabasiten. Der untere Abschnitt der KTB-Bohrung bis zur Endtiefe bei 9101 m setzt sich wiederum aus Paragneisen und Wechsellagerungseinheiten zusammen; diese können teilweise gut mit Einheiten des oberen Abschnitts korreliert werden. Diese Profilwiederholung ist mit einer Aufschiebung am NE-einfallenden Fränkischen Lineament zu erklären, das im Bohrprofil mit einer Störungszone zwischen 6860 m und 7300 m erbohrt wurde (Abb. 7.1-1).

Charakteristisch für die Bohrprofile der Vor- und Hauptbohrung ist das Auftreten von bruchhaften **Deformationsstrukturen** und kataklastischen **Störungszone**n, häufig verbunden mit Graphitführung und Sulfidvererzung, die in Verbindung mit der spät- bis postvariskischen Heraushebung der Kristallineinheiten zu sehen ist (ZULAUF 1990).

Die Gesteine fallen meist nach SW ein wie in den umgebenden Oberflächenaufschlüssen. Alle metamorphen Gesteinseinheiten der KTB-Bohrungen sind durch eine Mitteldruck-Metamorphose bei ca. 6–8 kbar und 650–700°C geprägt, zeigen aber z. T. eine komplizierte Metamorphosegeschichte und einen variierenden Metamorphoseverlauf. So kann in Teilen der Metabasite eine eklogitfazielle Hochdruck-Metamorphose und eine nachfolgende granulitfazielle Überprägung nachgewiesen werden. Das Alter dieser gemeinsamen amphibolitfaziellen Mitteldruck-Metamorphose liegt bei etwa 390–380 ma. Anschließend wurden die Gesteine relativ rasch herausgehoben und unter 300°C abgekühlt. Die Analyse der Hebungsgeschichte der KTB-Gesteine und des

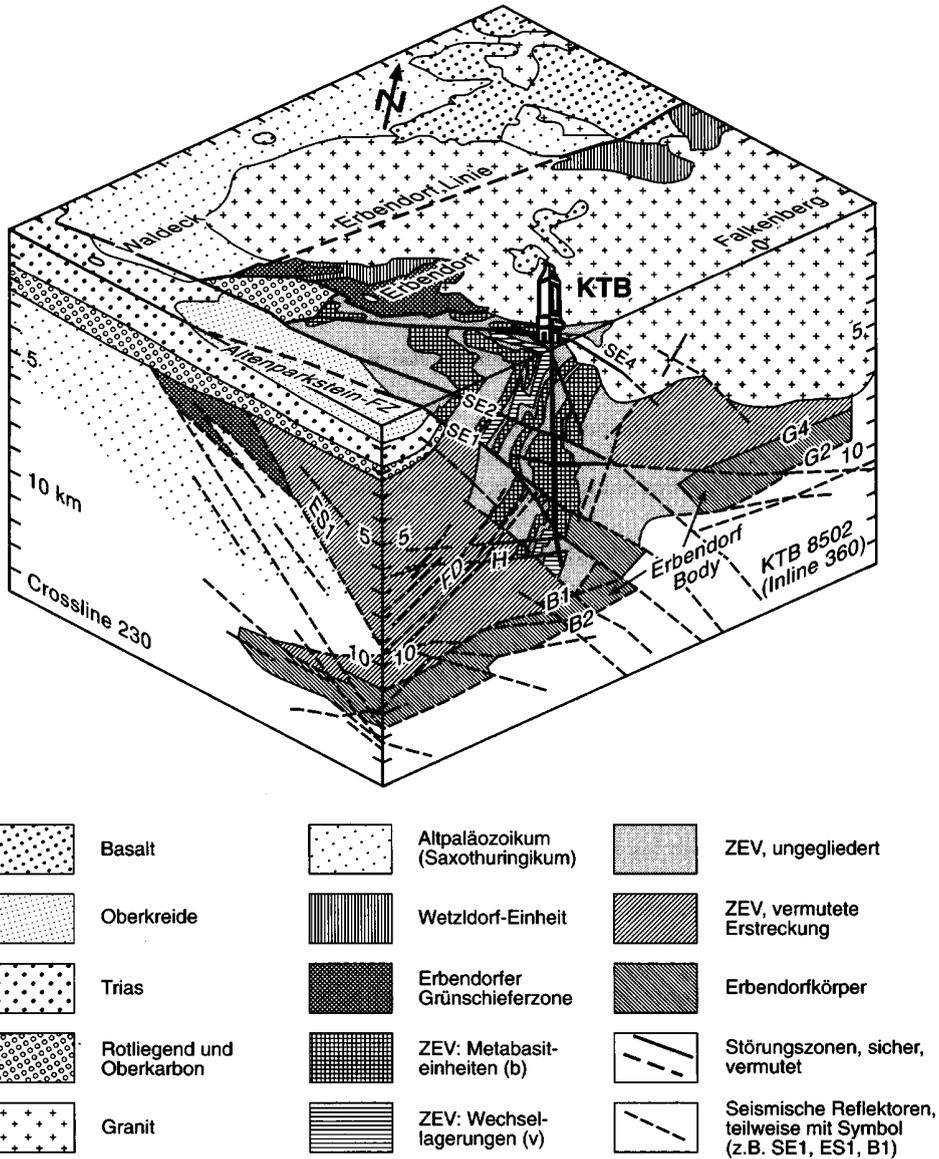


Abb. 7.1-2 Schematisches Blockbild mit der geologischen Situation im KTB-Umfeld (HIRSCHMANN im Druck).

Umfeldes zeigt, daß mehrere Phasen unterschieden werden können (COYLE & WAGNER 1995, PETEREK et al. 1994), z. B. an der Wende Perm/Trias, in der Unterkreide sowie am Übergang Oberkreide/Alttertiär.

Die fehlenden Gradientenprofile (Metamorphose, radiometrische Alter) im Bohrprofil werden von DUYSER et al. (1995) durch eine mehrfache Stapelung eines be-

stimmten „ZEV“-Krustenstockwerks erklärt (kompressionstektonische Krustenverdickung), das durch die KTB erbohrt wurde. Diese **kretazische Schuppenstapelung** mit der Fränkischen Linie als frontale Rampe geht nach diesem Modell von einem Abscherhorizont in 9–10 km Tiefe aus.

In der Vielzahl von geophysikalischen Untersuchungen hat vor allem das Projekt der ISO 89 (**Integrierte Seismik Oberpfalz 1989**, 3D-Seismik) wesentliche neue Beiträge zum Verständnis des Krustenaufbaus im KTB-Umfeld geliefert. Die Datenauswertung konnte in ein geologisch-tektonisches Modell umgesetzt werden, mit dem vor allem die spät- und postvariskischen, bruchhaften Störungszonen und deren Verlauf herausgearbeitet wurden (**Abb. 7.1-2**).

Indirekte Aussagen zum Krustenaufbau erbrachte die geothermische Auswertung der KTB-Bohrung. Bis ca. 1000 m Tiefe entsprach der Temperatur-Gradient dem prognostizierten Wert von etwa 21°C/km. Nach einer raschen Zunahme stellte sich jedoch unter 1500 m ein konstanter Temperatur-Gradient von 29–30°C/km ein. Im Bohrloch-tiefsten dürfte die Gleichgewichtstemperatur bei ca. 275°C liegen.

Eine übersichtliche Zusammenfassung der Ergebnisse der KTB wird in der Zeitschrift Geowissenschaften 4/1995 der Alfred-Wegener-Stiftung wiedergegeben.