

2. Geologischer Überblick

2.1 Die Subherzynyen Senke

Die "Subherzyne Senke" ist eine Senkungsstruktur im Westteil der Sächsisch-Thüringischen Scholle (EHMKE & KATZUNG 1993, KOCKEL 1996). Sie wird allseitig durch Strukturzonen und Störungen begrenzt und kann nach EBERHARDT (1969) als Schollenmosaik aufgefaßt werden, dessen Teilschollen im Zuge der kimmerischen und alpidischen Gebirgsbildung unterschiedlich stark verstellt wurden. Im Norden und Nordosten wird die Subherzyne Senke durch die Flechtingen-Roßlauer Scholle, im Osten durch die Wittenberger Scholle, im Südosten durch die Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke und im Süden durch die Harz-Scholle begrenzt. Die wichtigsten begrenzenden Störungen sind im Süden die Harznordrandstörung (Literatur u.a.: RICHTER 1935, FOUCAR 1937, LUDWIG 1983, STACKEBRANDT 1986 und 1989, WREDE 1988, TRÖGER 1995) und im Norden die östlichen Fortsetzungen der Allertalstörung.

Die gehobenen Schollen bestehen aus varistisch gefaltetem Grundgebirge (Schiefergebirgsstockwerk) und Molassen des Oberkarbons und Perms sowie posttektonischen Graniten, Rhyolithen und Andesiten (Harz, Flechtingen-Roßlauer Scholle). In der Subherzynyen Senke verdecken die Sedimente des Oberperms (Zechstein), der Trias (Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper), sowie des Jura (Lias) und der Kreide die Gesteine des Grundgebirges. Überlagert werden die Sedimente des Tafelstockwerkes durch tertiäre und quartäre Bildungen.

Die tektonischen Schollen und die sie begrenzenden Störungen werden nach EHMKE & KATZUNG (1993) von SW nach NE wie folgt benannt (siehe auch Abb. 2):

moderne Gliederung des Grundgebirges		historische Gliederung des Deckgebirges	
Schollen	Störungen	Mulden	Sättel
Harznordrandstörung (südliche Begrenzung der Subherzynyen Senke)			
Halberstadt- Blankenburger Scholle am SW-Rand der Subherzynyen Senke		Blankenburger Mulde, Halberstädter Mulde	Quedlinburger Sattel
	Halberstädter Störungszone		Fallstein, Huy, Hakel, Ascherslebener Sattel
Oschersleben-Bernburger Scholle im Zentrum der Subherzynyen Senke		Güstener Mulde	
	Aller-Störungszone, Köthener Störung		Staßfurter Sattel, Egelner Sattel, Oschersleben-Offlebener Sattel
Weferlingen-Schönebecker Scholle am NE-Rand der Subherzynyen Senke		Bernburger Mulde, Schönebecker Mulde	
Zechstein-Auflagerung der Flechtingen-Roßlauer Scholle und NW- Fortsetzung der Haldenslebener Störung (nördliche Begrenzung der Subherzynyen Senke)			

Tab. 1 : Gliederung von Grund- und Deckgebirge der Subherzynyen Senke

Stratigraphische Skala			Haupt-Diskordanzen	tekton. Prozesse	Sedimentmächtigkeiten [m]			Genese des Ascherslebener Sattels											
					Halberstädter Mulde	Randsenken Ascherslebener Sattel	Güstener Mulde												
Pleistozän					0-80	max. 100	0-90	Subrosion Subrosion											
Tertiär	Neogen	Pliozän		jung-alpidische Hebung	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]												
		Miozän																	
	Paliogen	Oligozän	alpidisch								sekundäre Lücke	Latdorf: - 30 L+B: -100	sekundäre Lücke						
		Eozän																	
Kreide	Oberkreide	Paläozän	laramisch	Pressung (Inversion)	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]												
		Maastricht																	
		Campan																	
		Santon / Coniac	subherzynisch																
		Turon																	
	Unterkreide	Cenoman	austrisch								1500 bis 2000		300-2000						
		Alb									100-200		20-130						
		Apt									40		50						
		Barreme									60								
		Hautrevie									130								
Jura	Malm	Valendis	jung-kimmerisch	Zerrung	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]												
		Wealden																	
		Obermalm																	
		Kimmeridge																	
		Oxford																	
	Dogger	Callov									100-180								
		Bath									30								
		Bajoce	mittel-kimmerisch							Hebung	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]						
		Aalen																	
		Lias																	
Torac																			
Pfiensbach																			
Trias	Keuper	Sinemur		Hebung	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]												
		Hettange																	
	Mk	oberer	alt-kimmerisch														90-100	lokal: bis 100	
		unterer															175-200	max. 200, z.T. erodiert	175-200
Perm	Bs	Mittel- / Unterkeuper		Hardeggen-Diskordanz	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]												
		oberer																	
	Zechstein	unterer									275-350	330, z.T. erodiert	270-350						
		Ohre-Folge									320 z.T. erodiert	300, z.T. erodiert	300						
Rotliegendes	Zechstein	mittlerer		[vertikale Linien]	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]												
		unterer																	
		Salinar subrodiert																	
		110-140																	
		300-320																	
Zechstein	Zechstein	oberer		[vertikale Linien]	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]												
		mittlerer																	
		Salinar subrodiert																	
		100-200																	
		600-700																	
Zechstein	Zechstein	unterer		[vertikale Linien]	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]												
		Ohre-Folge																	
		10-60 Salinar subrodiert																	
		40-80																	
		80																	
Zechstein	Zechstein	Alle-Folge		[vertikale Linien]	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]												
		Leine-Folge																	
		150																	
		180																	
		450-540																	
Zechstein	Zechstein	Staßfurt-Folge		[vertikale Linien]	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]	[vertikale Linien]												
		Werra-Folge																	
		400 bis über 1000																	
		60																	
		60																	
Rotliegendes					bis mehrere hundert Meter			Untergrund (spät-) variszisch zerblockt											

Abb. 3: Strukturelle Entwicklung im Arbeitsgebiet

Legende: Schichtlücke

verwendete Abkürzungen:

L+B lies: Lutet und Barton
Bs lies: Buntsandstein
Mk lies: Muschelkalk
max. lies: maximal

Eine Abgrenzung der Subherzynen Senke nach Westen ist nach KOCKEL (1996) und FRISCH & KOCKEL (1997) entlang rheinisch gerichteter Störungen parallel zum Braunschweig-Gifhorn-Graben möglich, wo die herzynisch streichenden Hauptstörungen der Subherzynen Senke enden. Die nach allgemeiner Auffassung spätestens variszisch (nach BRAUSE (1990) prävariszisch) angelegten Störungen gliedern das Grundgebirge der Subherzynen Senke in herzynisch streichende Leisten-schollen, wobei die Strukturen des Deckgebirges jene des Untergrundes nachzeichnen (Abbildungstektonik). Das Salinarstockwerk gleicht tektonische Impulse teilweise in Form halokinetischer Vorgänge aus und gibt nur einen Teil der Energie an das auflagernde Deckgebirgsstockwerk weiter (modifizierende Wirkung durch die Halokinese).

NNE - SSW (rheinisch) und NE - SW (erzgebirgisch) verlaufende Querstörungen untergliedern die Subherzyne Senke (siehe Abb. 2) und repräsentieren die prävaristische Strukturierung des Untergrundes (STACKEBRANDT 1986 und 1989). Ihre postvaristische Reaktivierung ist in den Untertageaufschlüssen des Ascherslebener Kalibergbaus belegt (PRIMKE 1962).

Der tektonische Bauplan der Subherzynen Senke wurde von STILLE (1910 und 1918), als Bruchschollengebirge der saxonischen Rahmenfaltung beschrieben, wobei Harz und Flechtinger Höhenzug die rahmenden Elemente sind und die Subherzyne Mulde das umrahmte (eingeeengte) Element ist. Die saxonische Gebirgsbildung begann mit der kimmerischen Phase im Unteren Jura und führte zu tektonischer Umformung und der Ausbildung von Mulden und Sätteln.

WOLDSTEDT (1926) erschien der Bau der Subherzynen Senke als Ergebnis komplizierter Vorgänge, die ihm weder mit der Rahmenfaltung (STILLE 1910) noch mit der Kippschollenbewegung (WEIGELT 1920) allein erklärbar war. Das Zusammenwirken der Schollenbewegungen im Untergrund, die Bewegungen des Deckgebirges zum Inneren des Troges hin und der isostatische Auftrieb des Salzes bewirkten nach WOLDSTEDT (1926) den Aufbau des Subherzynen Beckens. Auf tektonisch bedingte Intrusion von Salzen gab er bereits einen wichtigen Hinweis, indem er für den Allertalgraben den Salzaufstieg während einer Dehnungsphase beschrieb. Seiner Ansicht nach traten Zerrungen und Pressungen gleichzeitig auf; zumindest in der "Oberkreidephase" (subherzyne Phase). Für den Breitsattel des Hakels nahm WOLDSTEDT (1926) einen im Jura einsetzenden Aufstieg von Zechsteinsalinar in die sich aufgewölbenden Ränder aneinandergereifter Platten an.

Der Ascherslebener Sattel und der Staßfurt-Egelter Sattel sind Randstrukturen der Aschersleben-Staßfurter Schrägscholle (im Sinne von KIRSTEN 1928) über heute geophysikalisch belegten Tiefenstörungen (HÄNING et al. 1996). Nach KIRSTEN (1928) wurde die Aschersleben-Staßfurter Schrägscholle (Ascherslebener Sattel und die nordwestlich liegende Güstener Mulde) in zwei Kippbewegungen verstellt. Eine Kippung erfolgte nach Nordwesten, sie ist an die steil herzynisch (Streichrichtung 140-150°) und erzgebirgisch verlaufenden Störungslinien gebunden. Eine zweite Kippbewegung nach Südosten ist an die herzynisch streichenden Störungen geknüpft. Das tektonische Modell eines modifizierten Kippschollenbaus wird heute wieder von KÖNIG & WREDE (1994) vertreten. Die Schrägscholle liegt ca. 600m höher als die benachbarte Halberstädter Mulde, bezogen auf die Basis des Grauen Salztone des Staßfurt-Salinars. Durch die Revision der Isohypsenkarte des Grauen Salztone im Raum Bernburg-Güsten-Aschersleben belegte REUTER (1961), daß Ascherslebener und Staßfurter Sattel nicht durch Querelemente verbunden sind.

Das durch Einengungs- und Dehnungsstrukturen gekennzeichnete saxonische Schollenmosaik in der Subherzynen Senke steht in Zusammenhang mit der alpidischen Kollision. Die Bewegungen an den großen Störungen führten zu Einengungen und Dehnungen des Schollenmosaiks in der Subherzynen Senke. Die Mehraktigkeit der Bewegungen, auf die vielfach hingewiesen wurde, drückt sich in zahlreichen Schichtlücken und Diskordanzen aus (Abb. 3). Sie sind mit lateralen Bewegungen (z.B. LOTZE 1949, KÖNIG & WREDE 1994) und vertikalen Bewegungen (z.B. STILLE 1910, VOIGT 1963, FRANZKE & OSSWALD 1997) verbunden. KURZE & TRÖGER (1980) beschrieben im östlichen Teil der Subherzynen Senke den Quedlinburger Sattel als eine gepreßte Grabenstruktur, die sich ab Ende Unterkreide bis Ende Turon zur Grabenstruktur öffnete und ab Santon gepreßt wurde, so daß sie rezent als Sattel erscheint (Inversion).

Aus der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Salinarbewegungen in der Subherzynen Senke läßt sich ein Zusammenhang mit tektonischen Impulsen ableiten (LUDWIG 1983). Seit dem Keuper modifizierte die Salzverteilung das Bewegungsbild und führte zu Hebungen bzw. zu zusätzlichen Senkungen des Deckgebirges.

Das tektonisch aktivierte Zechstein- und Keupersalinar (FRISCH & KOCKEL 1997) bildete über tektonischen Schwächezonen Salzkissen, die sich danach weitgehend unabhängig vom tektonischen Regime zu den Kernen von Breit- und Schmalsätteln entwickelten. Quersättel und andere Querstrukturen kennzeichnen jüngere tektonische Bewegungen. Der Anschnitt der Zechsteinbildungen des aufsteigenden Sattels durch Erosion erfolgte für den Ascherslebener Salzsattel im Mitteleozän (KARPE 1994).

2.2 Die Salinarstruktur Ascherslebener Sattel

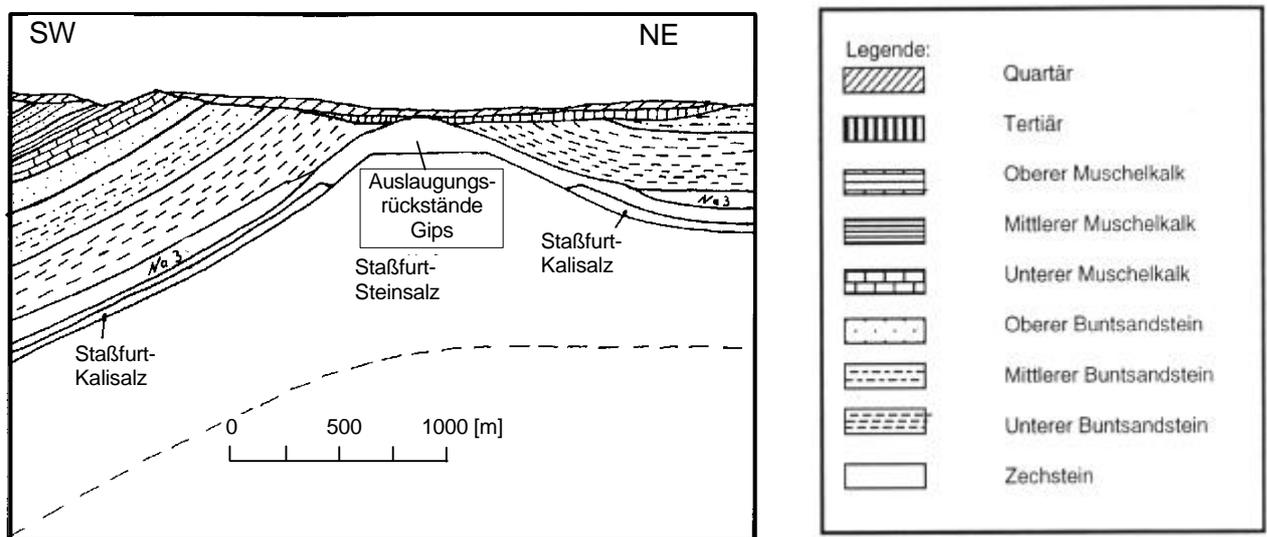


Abb. 4: Geologischer Schnitt durch den Ascherslebener Sattel, nach LÖFFLER (1962), ergänzt

Als Ascherslebener Sattel wird die herzynisch streichende sattelförmige Aufwölbung des Zechsteins und der Trias bezeichnet, welche sich in der Subherzynen Senke von Sandersleben unter Mehringen und Aschersleben nach Nordwesten erstreckt (Abb. 2, Anlage 2). Die Salinarstruktur ist an eine Störung im Untergrund gebunden (u.a. KIRSTEN 1928, HÄNING et al. 1996). Für den Ascherslebener Sattel ist nach PRIMKE (1962) eine Achse wahrscheinlich, die mehrmals an vermutlich NE-SW gerichteten Störungselementen abgesetzt ist oder aber eine wechselnde Neigung besitzt. Die in erzgebirgischer Richtung streichenden Störungen, welche den Ascherslebener Sattel queren, werden vom Salinar als Quenstedt-Mehringener Sattel, Schierstedter Sattel, Nordsattel und Athenslebener Störungszone nachgezeichnet. Im Bereich der Athenslebener Störungszone befindet sich nach KIRSTEN (1928) eine markante Hochlage des Salinars und des darüberliegenden Buntsandsteines. Die seitlichen Ausdehnungen des Hauptsattels in erzgebirgischer Richtung fallen besonders auf, so daß LÖFFLER (1962) den Bereich von Aschersleben als Breitsattel bezeichnete.

Die abgedeckte geologische Karte (Anlage 2) zeigt die Existenz größerer Zechsteindurchbrüche durch den Unteren Buntsandstein im Bereich der sogenannten "Seeländereien". Die Flanken der Salinarstruktur fallen nach Südwesten zur Halberstädter Mulde und nach Nordosten zu der Güstener Mulde ein. Dabei ist das Einfallen der Schichten zu der Halberstädter Mulde (dem Hauptliefergebiet der Salzakkumulation) auf der tieferliegenden Halberstadt-Blankenburger Scholle stärker als das Einfallen zur Güstener Mulde auf der Oschersleben-Bernburger Scholle (Abb. 4).

Die Nordostflanke wird von Mittlerem Buntsandstein überlagert und auf seiner Südwestflanke stehen Mittlerer und Oberer Buntsandstein und der (gesamte) Muschelkalk an (Anlage 2). Der Mittlere Buntsandstein streicht im Bereich von Schadeleben unter tertiären und quartären Schichten umlaufend und geht nach Westen in die Winninger Buntsandsteinfläche über. Die Struktur findet ihre Fortsetzung als Aufwölbung des Muschelkalkes, mit zu Tage tretendem Oberen Buntsandstein im Scheitel des Hakels.

Im Zuge der Salzakkumulation wanderte Salz aus den Bereichen der Mulden (Halberstädter Mulde und Güstener Mulde) der Sattelstruktur zu, in der Salzmächtigkeiten des Staßfurtsalinars von 1000m nachgewiesen wurden (LÖFFLER 1962), d.h. der doppelten Mächtigkeit gegenüber den benachbarten Mulden. Nach KARPE (1994) ist die Genese der Salzkissenzone Fallstein-Huy-Hakel frühestens ab der Unterkreide (angeregt) durch jungkimmerische Bewegungen möglich. Das Aufsteigen des Salinars in die Sattelstruktur und die Subrosion im Top erzeugten Massendefizite an den Sattelflanken, was zur Ausbildung der Randsenken (sekundäre Randsenken im Sinne von TRUSHEIM (1957)) führte. Die Existenz der Randsenken ist für den Ascherslebener Sattel ab Untereozän belegt (KARPE 1994). Das Fehlen tertiärer Sedimente über dem Sattelnern ist durch die quartäre Erosion bedingt.

An der heutigen Erdoberfläche tritt der Sattel morphologisch als Depression des Seeländereitales in Erscheinung, da der oberflächennahe Teil des Salinars (Salzspiegel rund 100m unter Normalnull) noch immer der Subrosion unterliegt.

2.3 Die geologische Erforschung der Tertiärvorkommen

Erste zusammenfassende Darstellungen der geologischen Verhältnisse des Ascherslebener Sattels und der daran gebundenen Tertiärvorkommen finden sich bei WEIßERMEL (1910, 1923) sowie WEIßERMEL (1926). Zunächst wurden die Sedimente in die sogenannte "Ältere Braunkohlenformation" und den Grünsandton (heute als Latdorf-Äquivalent angesprochen) unterteilt. Der Bezug zwischen dem Vorkommen der Kohlen und der Ausbildung der Salinarstruktur im Untergrund war prinzipiell bekannt.

Die Gliederung der tertiären Schichten erfolgte durch LEHMANN (1933) in eine "Liegendstufe", das "Hauptflöz" und die "Hangendschichten". Die Liegendstufe (mit gebleichten Tonen, Sanden, Kiesen und lokalen Flözen); entspricht der heute üblichen Bezeichnung Liegend-Folge. Der Tagebau Concordia schloß das Hauptflöz (Flöz II und Flöz III ohne Zwischenmittel) auf. In die Braunkohle waren, bei abnehmender Kohlemächtigkeit zu den Randlagen der Verbreitung hin, Zwischenmittel eingeschaltet. Die Hangendsande (heute: Hangend-Folge) wurde als 25m mächtiger Dünensand beschrieben, der senkrecht stehende Baumstämme enthielt. Die auflagernden grünen bis gelblichen sandigen Tone wurden dem Unteroligozän zugeordnet (heute: Latdorf-Folge). Die Verbreitung der oligozänen Sedimente der Subherzynen Senke bearbeitete WILLING (1936), der sie als Reste weit verbreiteter Meeresabsätze beschrieb.

Durch die stratigraphischen, sedimentologischen und kohlepetrographischen Bearbeitungen von KNOCHENHAUER (1950), WALTEMATE (1956) und SEICHTER (1958) konnten die Kohlen der Teilbecken von Frose, Nachterstedt-Schadeleben und Königsau untereinander verglichen werden. Die Zufuhr von landseitigen Sedimenten (aus dem heutigen Nordwestsachsen) in die Zwischenmittel von Nachterstedt ist durch Schwermineralien belegt (ORTMANN 1962).

Die Erschöpfung der Lagerstätte führte ab 1980 zu Vorbereitungen für den Abbau der Sicherheitspfeiler (Werkspfeiler, Sportplatzpfeiler). Die werksinternen Erkundungsarbeiten (KARPE 1983, 1986a; KARPE & KÜHNE 1988) ermöglichten zusammen mit der Erkundung der Zusatzfelder Frose und Wilsleben das Aushalten von Sedimentfolgen und deren Vergleich innerhalb der Sedimentbecken am Ascherslebener Sattel. Die Beziehung zwischen der Versalzung der Kohlen und den postobereozänen Scheitelstörungen über dem Top der Salinarstruktur im Teilfeld Schadeleben wurde von KARPE (1986b) dargestellt.

Das Beckenmodell der binnenländischen, abflußlosen Senken (WEIGELT 1930 und 1937) wurde von späteren Bearbeitern (PAPKE et al. 1986, KARPE 1983) übernommen. Das Tertiärvorkommen konnte deshalb bisher nur bedingt mit den bereits als marin beeinflusst erkannten Sedimenten von Helmstedt (PFLUG 1986, RITZKOWSKI 1990, 1991), der Egelner Mulden (KRAMER & ZIEGENHARDT 1968, BLUMENSTENGEL & UNGER 1993, BLUMENSTENGEL et al. 1996) und den Ablagerungen im Raum Halle (SOMMERWERK 1990, BLUMENSTENGEL et al. 1996) verglichen werden. Ausgehend von den Geländebefunden der eigenen Kartierungen wird deshalb in dieser Arbeit versucht, ein Beckenmodell entsprechend der paläogeographischen Lage des Bildungsraumes in einer Küstentiefebene mit wechselnden Meeresspiegelständen im Sinne von KRUTZSCH et al. (1992) zu erstellen.

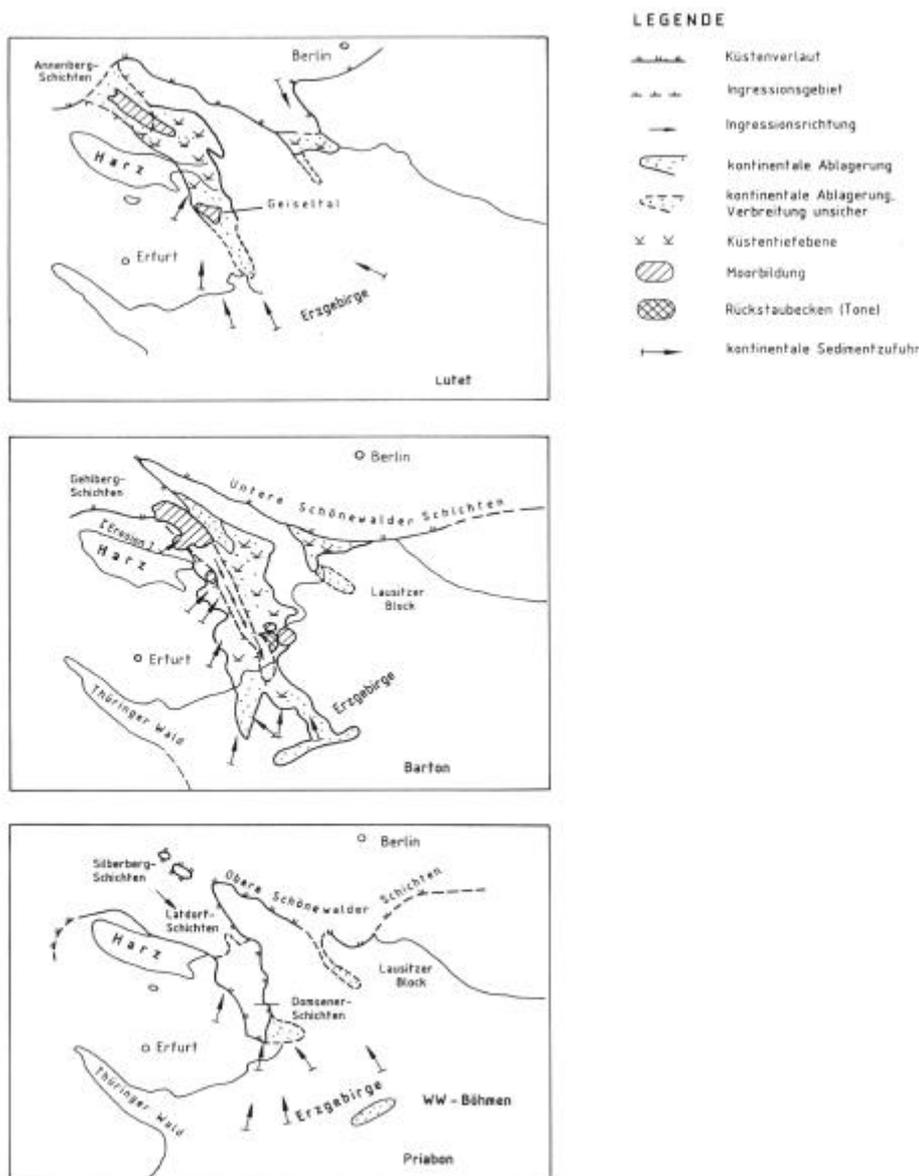


Abb. 5: Paläogeographische Karten des Tertiärs (nach KRUTZSCH et al. (1992), ergänzt)

2.4 Das Tertiär der Subherzynyen Senke

Im Paläogen war Mitteleuropa Teil eines Rumpinselarchipels. Zeitweise war es voll von Meeren umschlossen (KRUTZSCH et al. 1992). Nach Norden und Nordosten bestanden Verbindungen zur skandinavischen Landmasse.

Der Raum Mitteldeutschlands wurde durch ein langgestrecktes Ästuar mit einer weiten Küstentiefebene (coastal plains) geprägt, KRUTZSCH et al. (1992). Dieses Ästuar erstreckte sich vom Raum Helmstedt (RITZKOWSKI 1990) über die Subherzynyen Senke und den Raum Halle-Merseburg (BLUMENSTENGEL et al. 1996) bis in das Gebiet des sogenannten "Weißelster-Beckens" bei Zeitz.

In dieser Küstentiefebene sind deshalb im Zusammenhang mit den Transgressionen des Meeres (aus Nordwesten) Sedimente des Meeres, der Küstenlandschaften und des Festlandes zu erwarten. Die im Bereich der Land-See-Grenze herrschende Aufarbeitung und Erosion führte zu Umlagerungen oder der Erosion von Schichtgliedern. Die Moorbildungen sind an die Küstenlandschaften gebunden und werden im Sinne von BLUMENSTENGEL (freundl. Mitt., 1997) als Hinweise auf die zunehmende Vernässung gewertet. Entsprechend der paläogeographischen Situation (Abb. 5) verschob sich im Lutet die Land-See-Grenze nach SE, so daß im Untersuchungsgebiet die marinen Einflüsse stärker wurden.

Die fluviatile Sedimentzufuhr aus dem Bereich des heutigen Erzgebirges und NW-Böhmens in das Untersuchungsgebiet ist u.a. durch den Nachweis typischer Schwerminerale im Untersuchungsgebiet belegt (ORTMANN 1962).

Die tertiäre Schichtenfolge in der Subherzynyen Senke bildet den Übergang zwischen dem marinen Sedimentationsraum (im heutigen Niedersachsen) und dem landseitigen Teil der Küstentiefebene. Die ältesten marinen Bildungen (Grenze Kreide / Tertiär) des niedersächsischen Meeres befinden sich im Bereich des heutigen Elbe-Ästuars. Die marinen (und kalkfreien Sedimente) dehnen sich im oberen Unter-Eozän nach SE bis in das Gebiet von Helmstedt aus. Moore bildeten sich im Paläozän und Unter-Eozän in den Randsenken des Offleben-Oschersleben-Staßfurter Sattels bei Helmstedt und Egel. Die "Obere Braunkohlengruppe" von Helmstedt, entsprechend Flözen III der Egelner Südmulde (KRAMER & ZIEGENHARDT 1968) sind Bildungen, für die in den Sedimentbecken am Ascherslebener Sattel nicht sicher zu parallelisierende Äquivalente bekannt sind (Basis-Folge und Liegend-Folge im Untergrund der bearbeiteten Hauptmittel).

Daher werden in der Tabelle 2 nur die im Bereich von Nachterstedt-Schadeleben verbreiteten Schichten vom Niveau der Oberen Braunkohlengruppe von Helmstedt bis zu den Silberberg-Schichten dargestellt. Die Rupel-Folge des Oligozäns ist in den Egelner Mulden belegt, jedoch sind in den Randsenken des Ascherslebener Sattels keine Äquivalente erhalten.

Heute sind Sedimente des Eozäns nur noch in Sedimentfallen (Subrosion: z.B. Geiseltal; halokinetisch bedingte Randsenken: z.B. Helmstedt, Egelner Mulden, Nachterstedt; Tektonik: z.B. Raßnitzer Graben) erhalten, in denen sie unter das tiefste jemals wieder erreichte Erosionsniveau gelangten.

Chrono- und Biostratigraphie						Lithostratigraphie						
Epoche	Stufe	Biozonen				Helmstedt	Egeln	Nachterstedt	andere Vorkomen			
		Foramini- feren BLOW (1969) BERGGREN (1972)	Nanno- plankton MARTINI (1971)	Dino- flagellaten KÖTHE (1990)	SPP-Zone KRUTZSCH (1966) KRUTZSCH (1970)							
Unter-Oligozän (im Sinne von Rupelium)	Rupel	P 18	NP 22	D 13	SPP 20		Rupelsand	keine Äquivalente	Magdeburger Sande Zörbig-Formation			
				D 12nc	SPP 19					Silberberg- Formation	Obereozän- schluff	Latdorf-Äquivalent
Ober-Eozän	Latdorf	P 17 P 16 P 15	NP 21 NP 20 NP 19 NP 18	D 12nb	SPP 18	Gehlberg- Formation	Gehlberg- Formation	Hangendsand / Hangendschluff	Schkeuditz-Formation Bruckdorf-Formation			
	Priabon			12na								
Mittel-Eozän	Barton	P 14	NP 17	D11	SPP 17	Lücke	Flöz 1E	Flöz III	Flöz Wallendorf			
					SPP 16/ 17					Flöz 2E o	Hauptmittel II Flöz II	Flöz Wallendorf
					SPP 16					Annenberg- Formation	Leitschicht 1 Flöz 2E u	Hauptmittel I Flöz I
	Lutet	P 12 P 12 P 11 P 10 P 9	NP 16 NP 15 NP 14	D 10 D 9nb D 9nb D 9 na	SPP 15	Helmstedt- Formation (Obere Braun- kohlengruppe)	Flöz III	? Flöze X ? Schichten unter Flöz I	Geiseltal Edderitz			
Unter-Eozän	Ypres	P 9	NP 14/ NP 13	D 9 na D 9na	? SPP 15 ? SPP 14	Emmerstedt- Formation;	Beginn der Randsenkenbildung am Ascherslebener Sattel					

Tab. 2: Chrono-, Bio- und Lithostratigraphie ausgewählter tertiärer Schichtglieder

Abgrenzung nicht festgelegt

Unmaking: Für die Tabelle 2 stand unveröffentlichtes Arbeitsmaterial der Stratigraphischen Subkommission "Tertiär" zur Verfügung (GRAMANN freundl. Mitt. 1998; BLUMENSTENGEL freundl. Mitt. 1998).

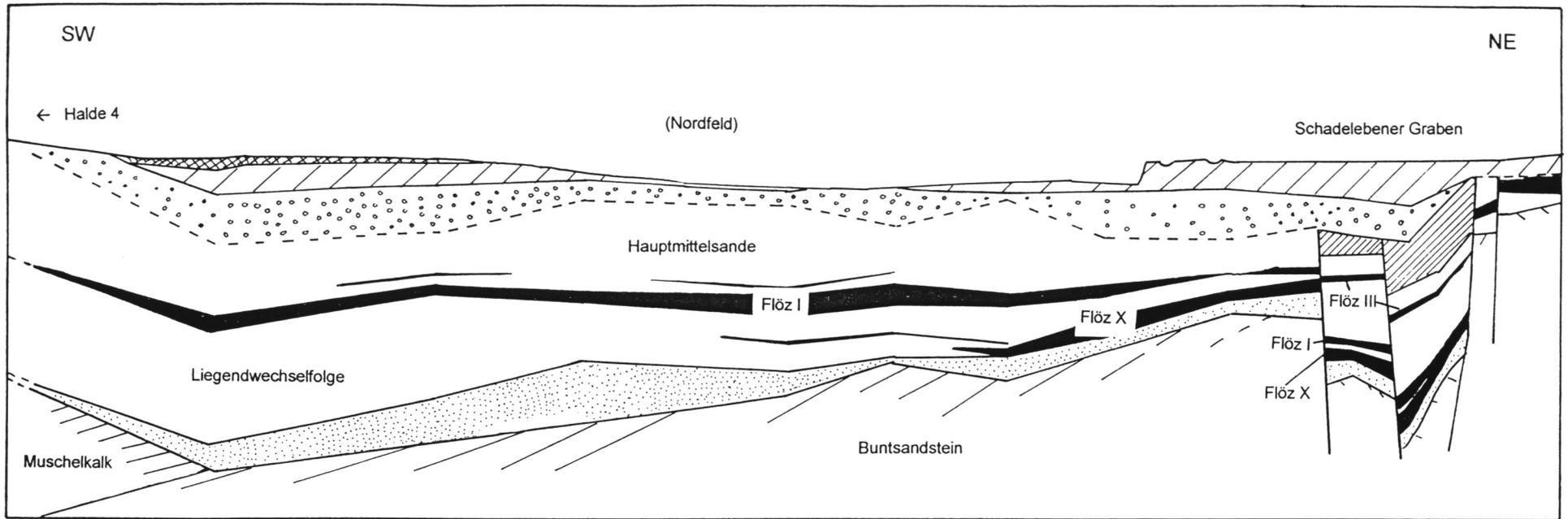
2.5 Das Geologische Normalprofil von Nachterstedt-Schadeleben

Lokale ungleichmäßige Absenkungen, bedingt durch Halokinese und Subrosion der Salzstruktur im Untergrund, bestimmen die Akkumulation während des Tertiärs in Randsenken am Ascherslebener Sattel (PAPKE et al. 1986). Der Einfluß der globalen Faktoren (Klima-, Meeresspiegelschwankungen) auf die Sedimentation kann mit der vorliegenden Arbeit belegt werden. Dadurch ergaben sich weitere Möglichkeiten zum Vergleich der Ablagerungen mit anderen Sedimentationsräumen (Helmstedter Becken, Eggen Mulden, Becken im Raum Halle-Merseburg). Die Wechselwirkungen der globalen und der lokal modifizierenden Faktoren bewirkten die Zyklizität der Beckenfüllung.

Die nachfolgende Darstellung des geologischen Normalprofils im Teilfeld Schadeleben und der tertiären Schichtenfolge für das Feld Schadeleben wird nach KARPE (1986a), KARPE (1994) und PAPKE et al. (1986) wiedergegeben und durch die eigenen Beobachtungen erweitert.

stratigraphische Stellung	Schicht / Gestein	Ergänzende Angaben	Verbreitung im Teilfeld Schadeleben	Gliederung (KARPE 1994) Mächtigkeit
Obereozän / Unteroligozän	Grünsandton	glaukonitischer Feinsand oder Schluff-Feinsand	nur Schadelebener Graben	Latdorf-Folge ca. 9m
	Basiskies	Fein-Mittelkies		
Mittelleozän	Hangendsand	Grobsand, braun (transgressiv)	flächenhaft über Flöz III und darüber hinaus	Hangend-Folge ca. 3m
	Schluff, kohlig		nicht beobachtet	
	Flöz III (Oberflöz)	Kohle, oben meist Sand-Schluffeinlagerungen, Einkieselungshorizont	Schadelebener Graben, am Nord- und am Ostrand, Nordfeld	Hauptmittel-Folge 2 max. 15m
	Hauptmittel 2	FS - MS, kohlig / Schluff, kohlig, sandstreifig	flächenhaft / südöstlich des Sandrückens	
	Flöz II (Mittelflöz)	oft mit Schluffschmitzen	SE-Teil des Zusatzfeldes	Hauptmittel-Folge 1 max. 15m
	Hauptmittel 1	Schluffe, Sand, Splitterkies, .mit Oberbegleiter	insgesamt flächenhaft	
	Flöz I (Unterflöz)	die Basis ist meist schluffig	flächenhaft	Liegend-Folge 15 - 20m
	Liegendton	kaolinitisch, sandig	flächenhaft	
	Liegend-Wechsel-Folge	Schluff, Sand, oberer Sand, unterer Sand	flächenhaft örtlich vorhanden örtlich vorhanden	
	Flöz x 2 Flöz x 1 (Liegendflöze)		örtlich vorhanden	
	Liegendschluff Liegendsand	Sand und Schluff, Schluff teilweise mit Kohle	nahezu flächenhaft im Feld	
	Basiston	Schluffe mit Sandmitteln in Wechsellagerung	nur im Becken von Nachterstedt - Frose	
	Basissande	Sande und Schluffe in Wechsellagerung	nur im Becken von Nachterstedt - Frose	
Trias	Verwitterungsrinde	Schluff mit Kalksteinbänken oder Sandlagen über Muschelkalk u. Röt im Zentral- u. NW-Teil Sand mit Schlufflagen über mittlerem Buntsandstein im SE-Teil		

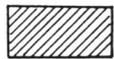
Tab. 3 : Geologisches Normalprofil für das Teilfeld Schadeleben



Legende:



Halde



Grünsandton



Erosionsgrenze des Quartärs



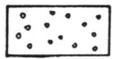
Quartär, ungliedert



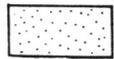
Braunkohle



Schichtgrenze



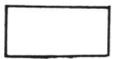
Schmelzwassersande



Liegendsand



Störung



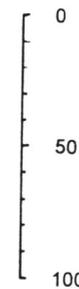
klastische Sedimente



Prätertiär



Längenmaßstab [m]



Höhenmaßstab [m]

Abb. 6:

Profil durch das Teilfeld Schadeleben

Die Teillagerstätten Nachterstedt-Schadeleben (KARPE 1986a, KARPE 1994), Königsau (SEICHTER 1958) sowie Frose und Wilsleben (nach PAPKE et al. (1986) zusammengefaßt zu Frose-Wilsleben) weisen einen Bearbeitungsstand auf, der die Korrelation der Flöze gestattet. Für das Verständnis der Altersbeziehungen ist die Tabelle 3 dem Kapitel über die Sedimente des Mittel-Eozäns und des Ober-Eozäns vorangestellt. Die eigene stratigraphische Bewertung der Flöze und der Zwischenmittel wird im Ergebnisteil der Arbeit diskutiert.

Nachterstedt - Schadeleben	Königsau	Frose und Wilsleben
Flöz III (Oberflöz)	Flöz Y (Oberflöz) (Äquivalent des obersten Teils des Nachterstedter Oberflözes)	Oberflöz Illo
Flöz II (Zwischenflöz)	Flöz II (Hauptflöz) Flöz Io (Oberbank des Unterflöz)	Zwischenflöze Ilu und Ilo
Flöz I (Unterflöz)	Flöz Iu (Unterbank des Unterflöz)	Unterflöze Iu, Im, Io und Mittel

Tab. 4 : Korrelation der Flöze am Ascherslebener Sattel (SEICHTER 1958)

SEICHTER (1958) stufte aufgrund von Pollenuntersuchungen das Nachterstedter Flöz I (Unterflöz) als Äquivalent der Unterbank von Königsau ein (Tab. 4). Die über dem Tonmittel von Königsau lagernde Kohle (Oberbank) gilt als zeitgleich mit dem Zwischenflöz (Flöz II) von Nachterstedt. Das Königsauer Oberflöz parallelisierte er mit den obersten Teilen des Nachterstedter Oberflözes. Die Annahme, daß das Nachterstedter Oberflöz höheres mitteleozänes oder tief obereozänes Alter haben könne, wird durch die Zuordnung in die Pollenzone 17 bestätigt (BLUMENSTENGEL freundl. Mitt. 1997).

Die Teilflöze Iu, Im, Io und die trennenden Zwischenmittel aus den Bereichen von Frose und Wilsleben sind nach PAPKE et al. (1986) zeitgleich mit dem Flöz Iu von Königsau und dem Unterflöz von Nachterstedt entstanden. Die Zwischenflöze von Frose und Wilsleben entsprechen dem Hauptflöz und der Oberbank des Unterflözes von Königsau und dem Zwischenflöz von Nachterstedt-Schadeleben. Die Oberflöze von Nachterstedt-Schadeleben, Wilsleben und Frose können als zeitgleiche Bildungen angenommen werden.

Die zeitliche Diskordanz des Oberflöz zu dem Unterflöz (und Teilen des Zwischenmittels) im Raum Nachterstedt wird nach SEICHTER (1958) durch einen Wechsel in der Führung von Spurenelementen belegt, der als mögliche fazielle Umstellung (mariner Einfluß) diskutiert wurde. Die geochemischen Kurzprofile (siehe Datenanhang X.3) belegten Konzentrierungsprozesse (Mangan, Eisen, und Sulfat-Ionen) jeweils an der Basis der klastischen Hauptmittel.

Den Wechsel in der Schwermineralführung zwischen den Bildungen gibt die Tabelle 5 wieder. Die Liegendschichten (Liegend-Folge) und das Flöz I wurden der Assoziation I mit Zirkon, Turmalin, Rutil zugeordnet. Das Ausgangsmaterial des Liegendtones kann sowohl von südöstlichen Liefergebieten (Erzgebirge) als auch von den verwitternden Graniten des Harzes stammen.

übliche Bezeichnung	Lithologie	Schwermineralbestand	Assoziation
Grünsandton	Glaukonitische Feinsande	Minerale der Assoziation II sowie Epidot und Granat	Assoziation III
Hangendsande Flöz III Zwischenmittel 2 Flöz II	Fein- u. Mittelsande Fein- u. Mittelsande	Minerale der Assoziation I sowie Andalusit, Topas, Disthen, Staurolith	Assoziation II
Zwischenmittel 1	Grob- bis Feinsande	nicht erfaßt	
Flöz I Liegendsschichten	tonige, schluffige Sande	Zirkon, Turmalin, Rutil	Assoziation I

Tab. 5: Das Schwermineralspektrum der Sedimente nach ORTMANN (1962)

Das Flöz II und das Flöz III sowie das Zwischenmittel 2 und die Hangendsande mit einer Zirkon-Turmalin-Rutil-Andalusit-(Topas)-Disthen-Staurolith-Gesellschaft wurden zur Assoziation II zusammengefaßt. Die Schwerminerale der Assoziation I und der Assoziation II lassen auf Materialzufuhr aus südöstlichen Liefergebieten (Erzgebirge) während des Lutet und Barton schließen (siehe Abb. 5).

Die Sedimente des marinen Grünsandtones enthalten im Schwermineralspektrum Zirkon, Turmalin, Rutil, Andalusit (Topas), Disthen, Staurolith und zusätzlich Epidot und Granat (Assoziation III). Die Zunahme der empfindlichen Schwerminerale im Tertiär von Nachterstedt deutet auf eine Abnahme des kontinentalen Einflusses hin (ORTMANN 1962).

Diese Wechsel in der Zusammensetzung der Sedimente ließen sich während der Geländeaufnahmen (siehe Datenanhang und Anlagen 5 bis 8) sedimentologisch durch die Aufarbeitungshorizonte am Beginn der klastischen Komplexe und das Basiskonglomerat an der Basis des Ländorf-Äquivalents nachvollziehen. Die Aufnahmen im dritten Abraumschnitt gestatteten die Darstellung eines lithologischen Profils (geologisches Teilprofil: Abb. 7), einem Ausschnitt aus dem stratigraphischen Profil (Anlage 4). Das Geologische Teilprofil umfaßt die Schichtglieder vom Liegendton bis zum Flöz III, welche während der Geländeaufnahmen beobachtet wurden. Im Profil wurden die kartierten Gefüge, die Beschreibung der Sedimente und die in den Aufschlußbeschreibungen verwendeten Bezeichnungen der Schichten zusammengefaßt.

Während der Geländeaufnahmen wurden die klastischen Sedimente des Hauptmittels zu zwei Komplexen zusammengefaßt. Der Komplex I umfaßt die Aufarbeitungssedimente über dem Flöz I (Konglomerat), die grob- bis mittelsandigen Basissande und die Ophiomorpha-Sande. Bereichsweise sind die Ophiomorpha-Sande imprägniert durch Huminstoffe und werden dann als "Imprägnierte Sande" gesondert angesprochen. Eine Abtragungssdiskordanz (Hiatus) trennt die klastischen Komplexe voneinander. Entsprechend dem Geologischen Normalprofil (Tab. 3) fehlten in den Aufschlüssen des Hauptmittels die obersten Teile des klastischen Komplexes I und das Flöz II. Der Komplex II umfaßt die Aufarbeitungsbildungen (Konglomerat und Füllsande), die Hellen Sande, die Rinnenfüllungen und die Decksande unter Flöz III. Die Lithologie der Sedimente ist in der Abb. 7 dargestellt.

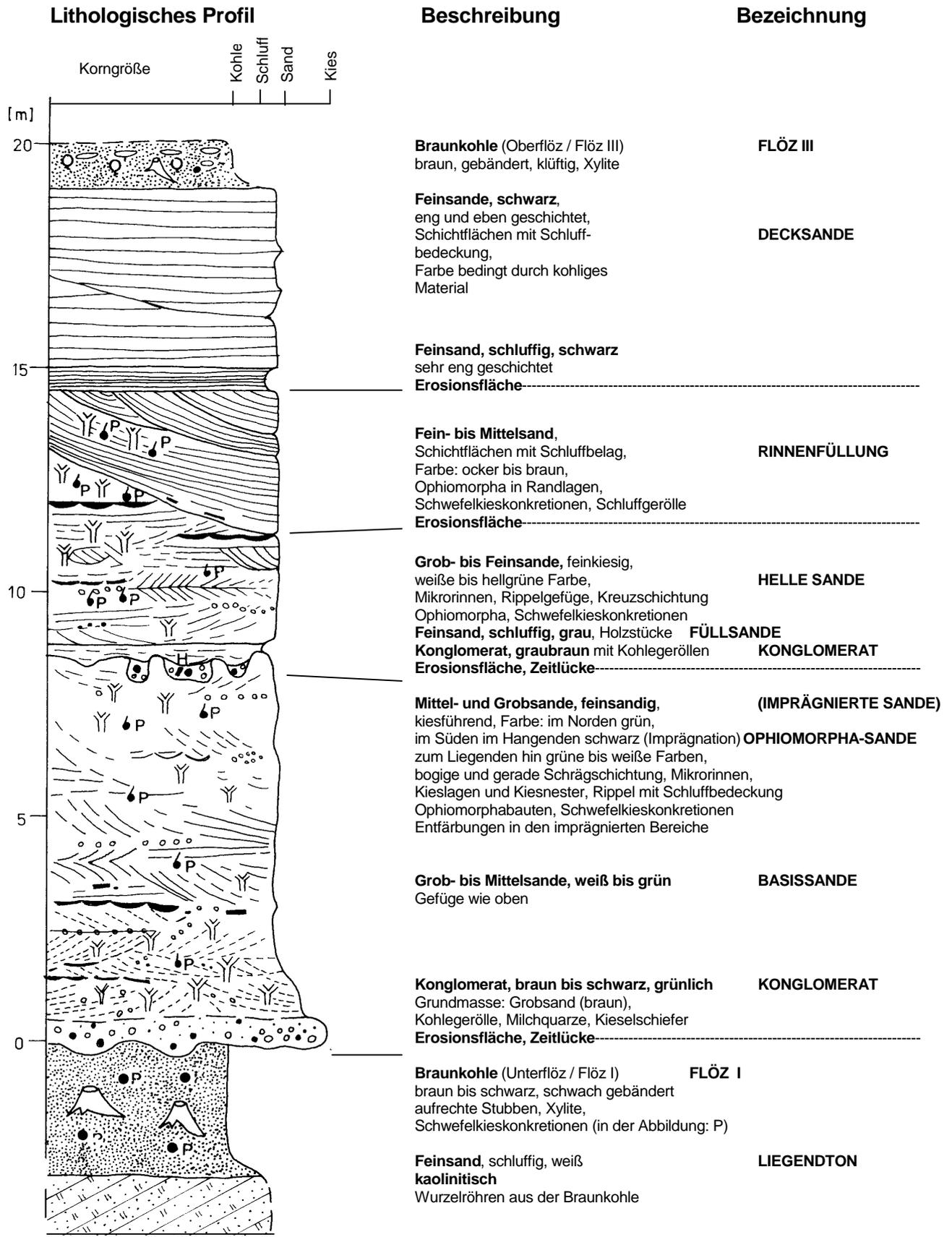


Abb. 7: Geologisches Teilprofil (Flöz I bis Flöz III)

Legende: Siehe Anlage 5