

MITTEILUNGEN

DER ABTEILUNG FÜR
GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE
AM LANDESMUSEUM JOANNEUM



Fritz EBNER & Reinhard F. SACHSENHOFER

Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens

Schriftleitung:
J. FLACK & Dr. R. NIEDERL

Die in Klammern angegebenen Seitenzahlen beziehen sich auf das „Jahrbuch der naturwissenschaftlichen Abteilungen am Joanneum in Graz“, das von der Steiermärkischen Landesbibliothek herausgegeben wird.

Fritz EBNER & Reinhard F. SACHSENHOFER

Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens

Mit 29 Abbildungen, 7 Tabellen und 3 Beilagen

Schriftleitung:
J. FLACK & Dr. R. NIEDERL

Anschrift der Autoren:

Univ.-Prof. Dr. Fritz EBNER & Mag. rer. nat. Dr. mont. Reinhard F. SACHSENHOFER, Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften, A-8700 Leoben, Peter-Tunner-Straße 5, Austria.

Für Form und Inhalt des Beitrages sind die Autoren verantwortlich. Im Selbstverlag der Abteilung für Geologie und Paläontologie am Landesmuseum Joanneum, A-8010 Graz, Raubergasse 10.
Druck: Steiermärkische Landesdruckerei, Graz. – 4630-91

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	5
Abstract	6
1. Einleitung	7
2. Bohrungen im Untersuchungsgebiet	11
3. Inkohlung	16
4. Subsidenzgeschichte	29
4.1. Vorbemerkungen	29
4.2. Das Subsidenzgeschehen in den einzelnen Teilbereichen	30
5. Sedimentationsgeschichte und Paläogeographie	37
5.1. Steirisches Becken	37
5.1.1. Ottnang	37
5.1.2. Karpat	38
5.1.3. Baden	41
5.1.4. Sarmat	46
5.1.5. Pannon	50
5.1.6. Pont	52
5.1.7. Pliozän	53
5.2. Südburgenländische Schwelle	59
6. Tektonik	61
6.1. Mechanismen der Beckenbildung im Alpin-Pannonischen Grenzbereich	61
6.2. Tektonik im Steirischen Becken	64
7. Magmatismus	68
7.1. Karpat – Unterbaden	68
7.2. Sarmat/Pannon	70
7.3. Plio-/Pleistozän	70
8. Geothermische Entwicklung des Steirischen Beckens	73
9. Regionale Vergleiche	76
9.1. Wiener Becken	76
9.2. Norische Senke	76
9.3. Lavanttal	76
9.3.1. Sedimentationsgeschichte und Paläogeographie	76
9.3.2. Tektonik	77
9.3.3. Geothermische Entwicklung	78
9.4. Landseer Bucht	80
9.5. Raabgraben (Westpannonisches Becken)	82
9.6. Die thermische Geschichte des Alpin-Pannonischen Grenzbereiches seit dem Miozän	84
10. Literatur	85



Jüngsttertiäre Basalttuffe und Tuffite; Albrechtshöhe bei Bad Gleichenberg

Zusammenfassung

Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens (Ottang – Pliozän) wird im Rahmen des ostalpin-pannonischen Grenzraumes dargestellt. Datenbasis dafür sind 55 Tiefbohrungen zwischen dem Lavanttal und der Landseer Bucht. Untersuchungen des Inkohlungsgrades (Vitrinitreflexion) von 350 Bohrproben und 200 Oberflächenproben und sämtliche über den Gesamttraum verfügbaren Literaturdaten.

Als wesentlich für die Anlage des Steirischen Beckens wird am Ende des jungalpidischen Orogeneseesgeschehens eine E gerichtete Extensionstektonik erkannt, deren Zusammenhang mit der Fluchtbewegung (continental, lateral escape) der östlichen Zentralalpen entlang über-regionaler Strike-Slip Zonen (sinistrale Systeme am N-Rand bzw. innerhalb der östlichen Zentralalpen und entlang der Raab-Linie; dextrales System entlang des Periadriatischen Lineaments) nach Osten in den freien pannonischen Raum diskutiert wird.

Ausdruck des alpidischen Orogeneseesgeschehens ist auch der im Zeitraum Karpat-Unterbaden auftretende kalkalkalische Vulkanismus, dessen K-betonte Magmen als kristal verunreinigte Aufschmelzungsprodukte des oberen Mantels interpretiert werden. Der jüngere Na-betonte plio-/pleistozäne Basaltvulkanismus entstammt dagegen Mantelbereichen zwischen 50 und 80 km Tiefe. Die Förderung dieser Magmen ist im Zusammenhang mit einer back arc Extension im innerkarpatisch – pannonischen Raum zu sehen.

Die paläogeothermische Entwicklung des Steirischen Beckens wird vor allem durch den älteren Vulkanismus geprägt. In Nähe der miozänen Zufuhrschlote werden in prä-mittelbadensischen Sedimenten Inkohlungsgradienten bis zu 3,6 % Rr/km beobachtet. Dies ist Ausdruck extrem erhöhter paläogeothermischer Gradienten während des Karpats und Unterbadens im Nahbereich der miozänen Vulkanbauten. In einer Entfernung von einigen Kilometern ist der thermische Einfluß nicht mehr nachzuweisen. Der Großteil der Oberflächenproben übersteigt 0,4 % Rr nicht. Höhere Inkohlungswerte von Oberflächenproben werden durch Kontaktwirkungen magmatischer Schmelzen (Weitendorf), regional erhöhte paläogeothermische Gradienten (Raum Eibiswald) bzw. durch Subvulkane erklärt (Remschnigg/Poßbrück; Raum Grodnau-Holzschlag).

Der plio-/pleistozäne Vulkanismus zeigt keinen Einfluß auf das regionale Inkohlungsbild. Die heute im südöstlichen Steirischen Becken erhöhten geothermischen Gradienten stehen im Zusammenhang mit der rezenten Mantelhochlage unter dem Pannonischen Becken.

Das Sedimentationsgeschehen vom Ottang bis ins Pliozän wird durch synsedimentäre tektonische Vorgänge, Meerestransgressionen im Karpat und Baden aus dem S und SE, einem anschließenden Meeressrückzug mit Verbrückung und Aussüßung der Restseen und durch vulkanische Ereignisse gesteuert.

Die tektonischen Vorgänge besitzen ihre größte Intensität im oberen Karpat im Nahbereich der sogenannten „Steirischen Phase“. Dies wirkt sich in faziellen Umgestaltungen, Schollenkippen, lokalen Erosionsphasen und der Ausbildung der Mittelsteirischen Schwelle als trennendes Strukturelement zwischen dem Ost- und Weststeirischen Becken aus. Weiters wird im Friedberg-Fürstenfelder Becken zu dieser Zeit eine synsedimentäre Grabenzone mit Subsidenzraten > 20 cm/100a angelegt.

Maximale Meeresausbreitung wird im Unterbaden (Überflutung der Florianer Bucht des Weststeirischen Beckens) und im Sarmat (nach Norden bis in den Raum Hartberg-Friedberg) erreicht. Im Pliozän wird im Bereich des Steirischen Beckens die Subsidenz mit Sedimentation durch Hebung und Erosion abgelöst. Ab dem Pont beginnt sich die bis dahin als landfeste Barriere ausgebildete nördliche Südburgenländische Schwelle im Osten des Steirischen Beckens in ihrer Gesamtheit abzusenken. Sie wird dadurch in den Sedimentationsraum des Pannonischen Beckens einbezogen.

Abstract

The evolution of the Styrian basin (Ottangian – Pliocene) is presented in the frame of the Eastern Alpine – Pannonian border zone. 55 deep wells, situated between the Lavanttal and the Landseer Bucht, coalification data (vitrinite reflectance) from 350 borehole samples and 200 surface samples and all available literature data about the study area are the data base for this presentation.

Eastward directed extension at the end of the alpine orogeny was essential for the formation of the Styrian basin. These extensional tectonics are discussed in relation to lateral escape of the eastern Central Alps along major strike-slip fault zones (sinistral systems along the Raab fault, the northern margin and within the eastern Central Alps; dextral system along the Periadriatic lineament)

The Karpatian to Lower Badenian calkalkaline volcanic phase is closely related to the Alpine orogeny. Its potassium-rich magma is interpreted as the melting product of the upper mantle and assimilation of crustal material. Younger Plio-/Pleistocene, sodium-rich magmas originate from a depth interval of approximately 50–80 km within the mantle. Eruption of these magmas has to be seen in context with back arc extension in the Pannonian basin system.

Paleogeothermal evolution of the Styrian basin is strongly influenced by Miocene volcanism. Coalification gradients in pre-Middle Badenian sediments reach 3,6 % Rr/km in vicinity of the volcanos. This is due to high heat flow during Karpatian and Lower Badenian times. At a distance of several kilometers the thermal influence of this Miocene volcanism disappears. Most surface samples are characterized by vitrinite reflectance < 0,4 % Rr. Higher values are caused by contact with magmas (Weitendorf), regional raised paleogeothermal gradients (Eibiswald area) and magmatic intrusions (Remschnigg/Poßbruck, Grodnau-Holzschlag). An influence of Plio-/Pleistocene volcanism on regional coalification patterns cannot be observed. Presently raised geothermal gradients in the southeastern basin are caused by the mantle plume beneath the Pannonian basin system.

Sedimentation from Ottangian to Pliocene times was governed by synsedimentary tectonic movements, Karpatian and Badenian transgressions from the south and southeast, and subsequent regression with a decline in salinity and finally fresh-water conditions and volcanic events.

Major tectonic movements occurred in Karpatian and Lower Badenian times, which correspond with the so-called „Styrian phase“. Tectonic movements caused modification of facies zones, tilting of blocks, local erosional events and the formation of the Middle Styrian swell, which separates the East- and West Styrian basins. At the same time a synsedimentary rift formed in the Friedberd-Fürstenfeld area, which is characterized by subsidence rates of > 20 cm/100 a.

The sea reached its largest extension in Lower Badenian (flooding of the Florianer Bucht in the West Styrian basin) and Sarmatian times (transgression to the north to the Hartberg-Friedberg area). In Pliocene times subsidence and sedimentation were replaced by uplift and erosion. From Pontian times on, the northern South Burgenland swell, which formerly was an area of erosion, began to subside. This area then became part of the sedimentation realm of the Pannonian basin.

1. Einleitung

Nach der umfassenden Darstellung des Steirischen Tertiärbeckens durch KOLLMANN (1965) soll in der vorliegenden Arbeit versucht werden, die Fülle der in den letzten Jahren neu hinzugekommenen Daten zu einem entwicklungsgeschichtlichen Gesamtbild zusammenzufügen. Jüngst publizierte kinematische Modelle mit neuen Gedanken zur Beckenbildung und weitreichenden Strike-Slip Bewegungen sollen die verbindende Position des Steirischen Beckens zwischen dem Alpenin und Pannonischen Raum zum Ausdruck bringen (Abb. 1).

Wesentlich für diese Gesamtbetrachtung sind neben der oben zitierten Arbeit von KOLLMANN, die für verschiedene praktische Belange abgeteufte Tiefbohrungen vom Lavanttal bis in die Landseer Bucht (Abb. 3) und geophysikalische Untersuchungen, die in Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle (KRÖLL et al., 1988) eindrucksvoll dokumentiert werden (vereinfacht in Abb. 2 und 3). Dazu kommen petrographisch-geochemische Untersuchungen an vulkanischen Gesteinen des Steirischen Beckens, die trotz ihrer Vielzahl eine moderne geodynamische Interpretation erst ansatzweise erkennen lassen. Das heutige Erscheinungsbild des Steirischen Beckens wird in Profilen (siehe Beilagen) dargestellt. Die Basisdaten dafür waren neben den oben angesprochenen Untergrundskarten (KRÖLL et al., 1988) 55 abgeteufte Tiefbohrungen (Abb. 3, Tab. 2) und die Geologische Karte der Steiermark 1:200 000 (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

Erschwerend erwies sich für unsere Arbeit eine nach den unterschiedlichsten Gesichtspunkten durchgeführte stratigraphische Zuordnung bzw. Zusammenfassung. Besonders problematisch ist wegen fehlender Fossilien die Altersabgrenzung Otnang – Karpat und innerhalb der konglomeratischen Fazies die Grenzziehung zwischen Karpat und Baden. Aufgrund der verfügbaren Daten wurde das „Unterbaden“ mit der Lagenidenzone, das „Mittelbaden“ mit der Sandschalerzone und das „Oberbaden“ mit der *Bulimina-Bolivina* und *Rotalia-Cibicides* Zone gleichgesetzt. Bei einer Dreiteilung (RAG) des Sarmats umfaßt das „Untersarmat“ die *Elphidium reginum*, das „Mittelsarmat“ die *Elphidium hauerinum* und das „Obersarmat“ die Nonion granosum Zone. Eine Zweiteilung (ÖMV) sieht für das „Untersarmat“ die beiden genannten Elphidien Zonen vor. Dem „Unterpannon“ werden die Zonen A, B, C, dem „Mittelpannon“ D, E und dem Pont F, G, H zugeordnet (STEININGER et al., 1985). Daz und Roman werden zum Pliozän zusammengefaßt. Die absolute Alterszuordnung der einzelnen neogenen Zeitstufen folgt STEININGER et al., 1990 (Tab. 1).

Wesentlich für das Zustandekommen der Arbeit war die bereitwillige Unterstützung von Seiten der heimischen Erdölindustrie (RAG, ÖMV), der GKB, Doz. Dr. J. GOLDBRUNNER und Dipl. Ing. G. HAMEDINGER durch Beistellung von Bohrprofilen und Bohrmaterialien. Mächtigkeitsangaben für die Bohrung Fürstenfeld Therm 1 beruhen auf freundlichen Mitteilungen von Dr. J. G. FRIEBE und Dr. W. POLTNIG (Publ. in Vorbereitung). Weitere Probenvermittlung verdanken wir Univ. Prof. Dr. W. GRÄF und Dr. R. NIEDERL (Geol. Abt. Landesmus. Joanneum), Dr. J. G. FRIEBE, Dr. W. WASSERMANN, Dr. P. BECK-MANNAGETTA, Dr. B. KRAINER und Mag. M. KONRAD. Die Inkohlungsuntersuchungen im Bereich der Landseer Bucht und der Buckligen Welt wurden von Mag. A. SCHWENDT im Rahmen einer Diplomarbeit durchgeführt. Dr. J. RAITH verdanken wir Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen der Bohrungen Mitterlabill I und Pichla I. Wertvolle Anregungen und Diskussionen gehen auf Univ.-Prof. Dr. H. W. FLÜGEL, Univ.-Prof. Dr. A. FENNINGER, Doz. Dr. F. NEUBAUER, Dr. J. G. FRIEBE und Mag. H. HUEMER zurück. Datenaufbereitungen, Profilzeichnungen bzw. Softwareadaptionen wurden von cand. Ing. H. P. BACHER, R. GALLER, W. HOFER, R. MAUERLECHNER, K. REISNER und P. SEIBITZ im Rahmen von Prüfungsarbeiten durchgeführt. Den Gesamtrahmen für die Arbeit bot das FWF Projekt Nr. P7013 Geo (EBNER/SACHSENHOFER) Inkohlung Steirisches Becken.

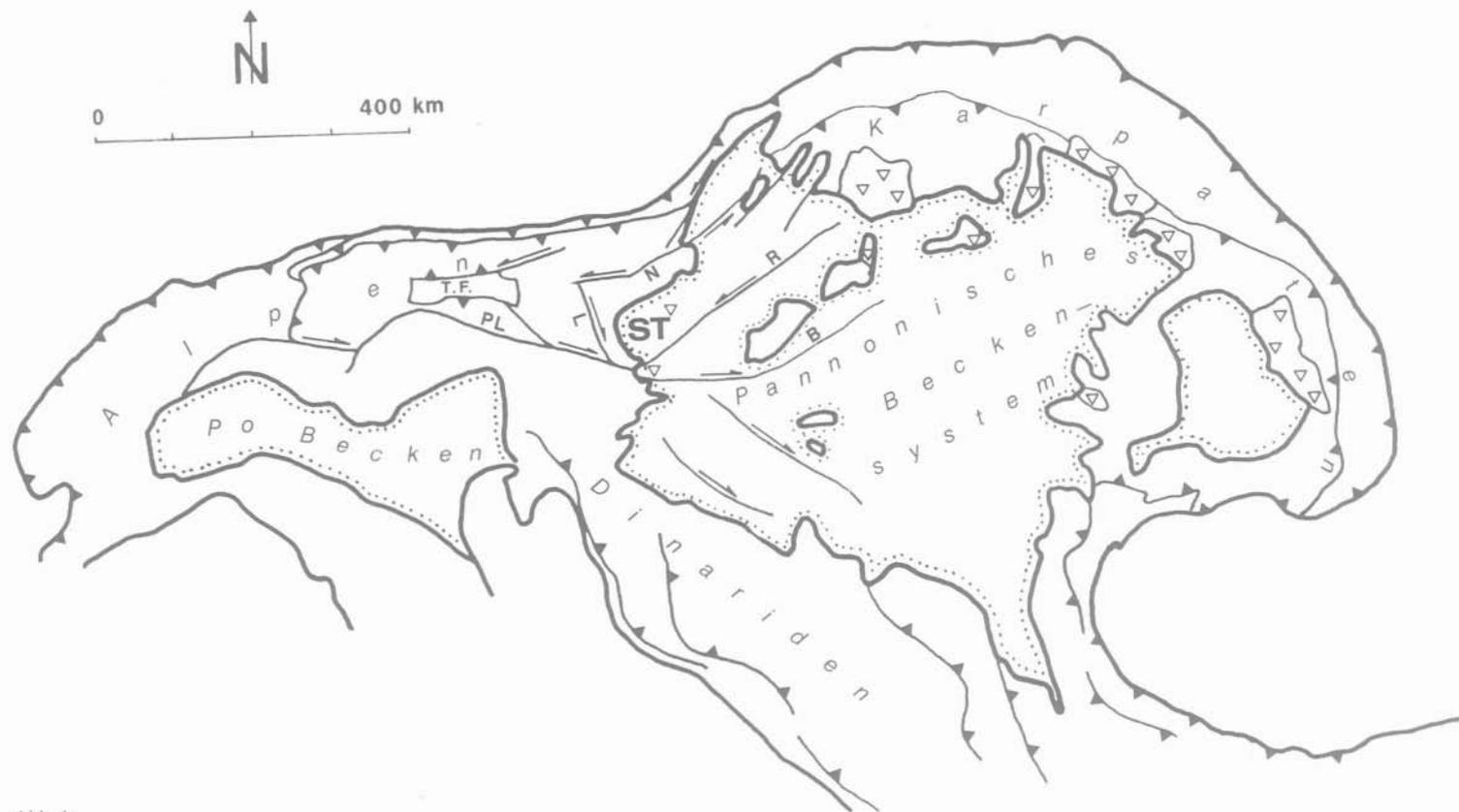
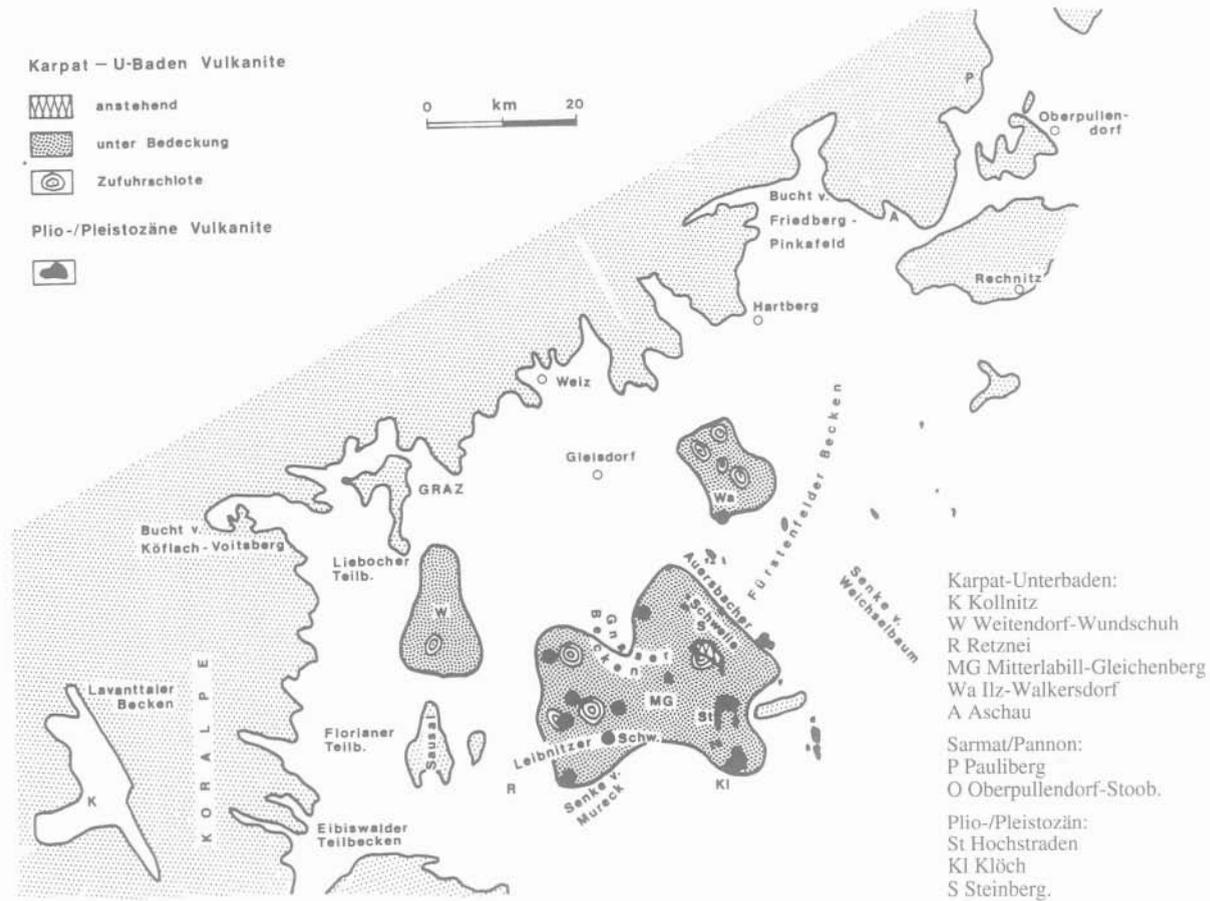
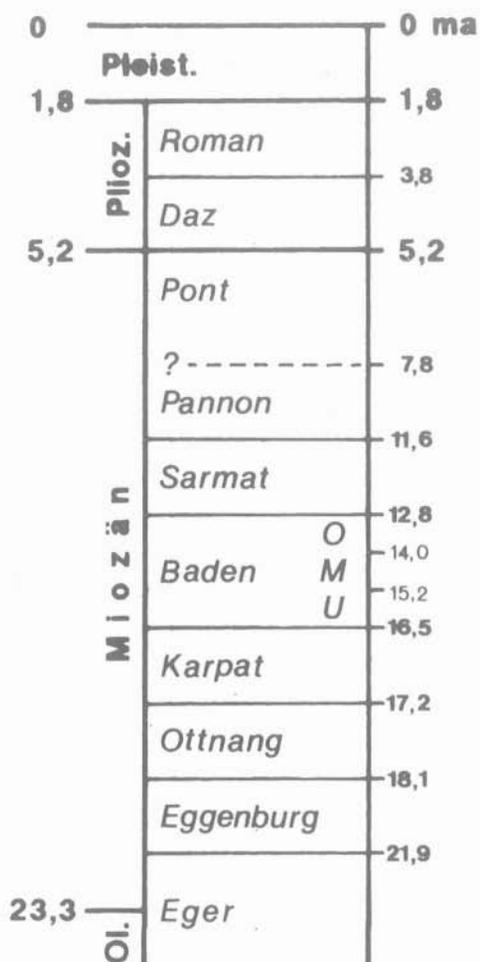


Abb. 1:
 Position des Steirischen Tertiärbeckens (ST) im Alpin-Pannonischen Raum (ROYDEN, 1988) und Lage wichtiger Strukturelemente. T.F.: Tauernfenster; PL: Periadriatisches Lineament; L: Lavanttal-Störung; N: Norische Linie; R: Raab-Linie; B: Balaton-Linie. Dreiecke: Innerkarpatischer Vulkanbogen.

Abb. 2:
Verbreitung der tertiären Vulkanite im Untersuchungsgebiet.

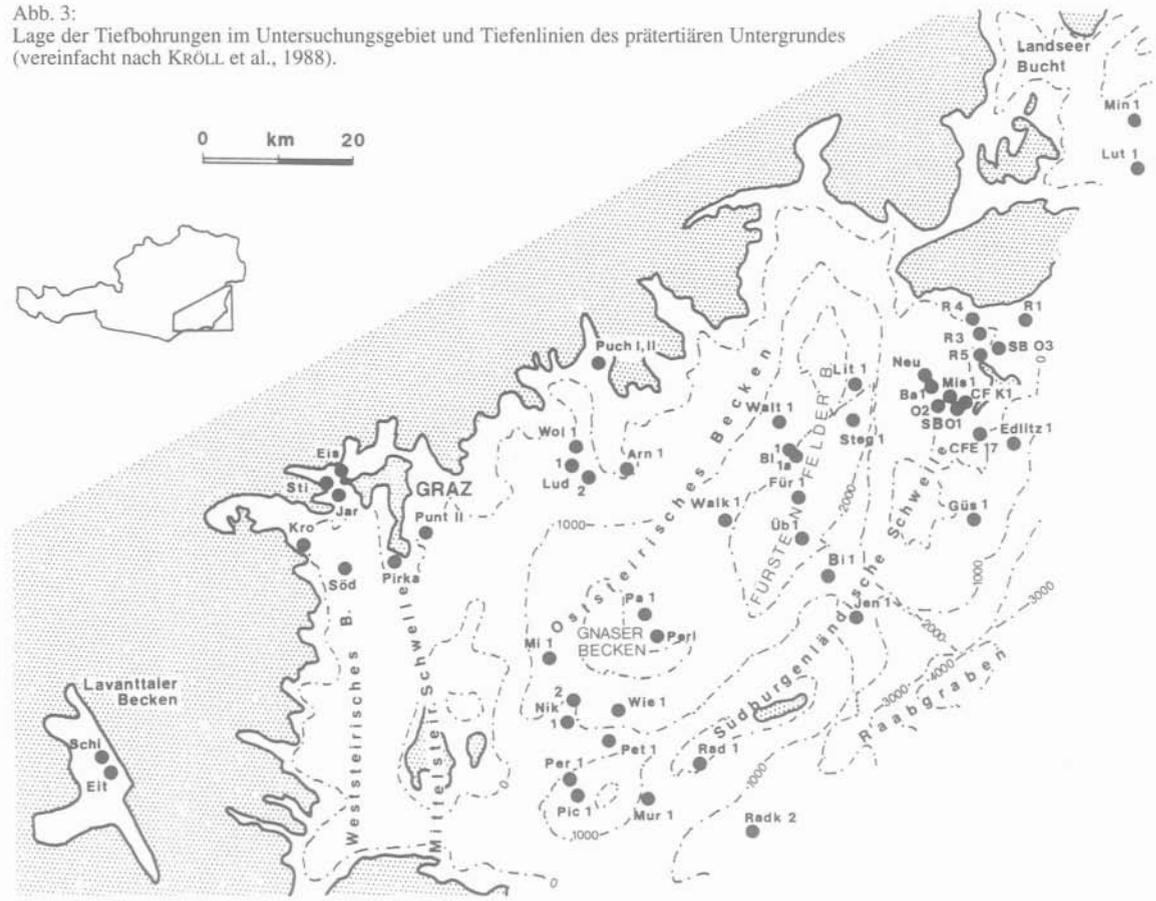




Tab. 1:
Absolute Altersdaten des Neogens nach
STEININGER et al. (1990).

- Schi – Schilting
- Eit – Eitweg
- Kro – Krottendorf
- Söd – Söding
- Sti – Stiwoll
- Jar – Jaritzberg
- Eis – Eisbach
- Punt – Puntigam
- Wol – Wollsdorf
- Lud – Ludersdorf
- Arn – Arnwiesen
- Pa – Paldau
- Perl – Perlsdorf
- Nik – St. Nikolai
- Wie – Wiersdorf
- Pet – St. Peter
- Per – Perbersdorf
- Pic – Pichla
- Mur – Mureck
- Rad – Radochen
- Walt – Waltersdorf
- Walk – Walkersdorf
- Lit – Litzelsdorf
- Steg – Stegersbach
- Bl – Blumau
- Für – Fürstenfeld
- Üb – Übersbach
- Bi – Binderberg
- Jen – Jennersdorf
- Neu – Neuhaus
- Ba – Bachselten
- Mis – Mischendorf
- Güs – Güssing
- Lut – Lutzmansburg
- Min – Minihof 1
- Radk – Radkersburg

Abb. 3:
Lage der Tiefbohrungen im Untersuchungsgebiet und Tiefenlinien des prätertiären Untergrundes
(vereinfacht nach KRÖLL et al., 1988).



2. Bohrungen

Tab. 2:
Daten der Tiefbohrungen. Senkrechte Schraffur kennzeichnet Schichtlücken.

	LAVANTTAL		WESTSTEIRISCHES BECKEN							OSTSTEIRISCHES BECKEN				
	Schilting	Eitweg	Krottendorf GKB 1	Söding GKB 2	Stiwoll GKB 820	Jaritzberg GKB 821	Eisbach GKB 822	Pirka	Puntigam II	Puch I	Puch II	Wollsdorf 1	Ludersdorf 1	Ludersdorf 2
Seehöhe	477,6	499,4	262,8	345,3	540,0	435	460,0	355,9	338	410	440	366,08	369,72	352,04
Quartär			5,3	9,6	2,5	0,7	2	21	22	2,3	4,5			17
Pliozän														
Pont	H G F													
Pannon	Mittel- D/E C Unter- B A	783,9 - 893								111,7	83,5	98 	128 	79
Sarmat	Obersarmat Unter- Mittel- sarmat Unter-	- 75 - 192,4	- 43 --						26 92	 - 36 --	 52,5	182 133	174 141	149 147
Baden	Oberbaden Mittelbaden Unterbaden				34	84,8	224,7	143,8	111 89,5			99 41 15	102 45 185	64,1 11,4 90,9
Karpat			118,5	714,7	71,5	12					9,5			
Ottngang														
Basis Tertiär			123,8	724,3	108	97,5	226,77	255,2	251			568,0	775,0	
Endteufe	1051,3	936	254,0	736,5	135	109,8	226,7	277,7		150,0	150,0	800,0	1148,9	558,4

Tab. 2:
Fortsetzung (1)

	OSTSTEIRISCHES BECKEN														
	Arnwiesen 1	Mitterlabill 1	Paldau 1	Perlsdorf F 1067	St. Nikolai 1	St. Nikolai 2	Wiersdorf 1	St. Peter 1	Perbersdorf 1	Pichla 1	Mureck 1	Radochen 1	Waltersdorf 1	Walkersdorf 1	
Seehöhe	349,31	305,06	309,54	299	304,51	327,21	284,35	321,42	255,085	250,61	234	236,88	310,94	290,14	
Quartär		9	4	3	5	11	8		7	11	6,5	20	0,4	3	
Pliozän															
Pont	H G F														
Pannon	Mittel- D/E C Unter- B A												57,1	17	
Sarmat	Obersarmat Unter- Mittel- sarmat Unter-	148,4 164,4		491			255	138	35				231,5 417,5	700	
Baden	Oberbaden Mittelbaden Unterbaden	27,8	192,1	46	176,2	75	51	228	257		107,5	100	191	250	
			553,4 V	92,5	15,7 V	36	166	255	348	220	150	189	11	129,2 23,2	76; 110V 230
Karpat		731 V/S	353,4 V		1036 V	725 V	1062 V	130 V	554 V/S	1502	312			703	
Ottngang		125,6							540		424				
Basis Tertiär	340,6				1222,0	1298,0	1792,0	833,0	1470,0	1698,0		171,0	1094,0	2089,0	
Endteufe	951,7	1783,6	1440,4	226,0	1274,8	1360,7	1941,9	992,6	1477,0	1817,7	1188,0	997,4	1551,8	2143,0	

Tab. 2:
Fortsetzung (2)

	OSTSTEIRISCHES BECKEN							NÖRDLICHE SÜDBURGENLÄNDISCHE SCHWELLE							
	Litzelsdorf 1	Stegersbach Therm 1	Blumau 1	Blumau 1a	Fürstenfeld Therm 1	Übersbach 1	Binderberg 1	Jennersdorf 1	Neuhaus K 1	Bachselten K 1	R 4	R 3	R 1	SB 03	
Sechöhe	271,5	ca. 258	273,98	273,98	263,96	270,75	312,21	238,15	278,87	269,4	291	278	296	250,8	
Quartär			9	9	5,8	8			7,2						
Pliozän															
Pont	H										80	66	48,8	15,8	
	G							239							
	F									48	48	118	82,2		
Mittel- D/E	100	497,5					---	134	587,1	543,6	59,5	70		13,8	
C						160	358,4								
Unter- B	396		86,4	86,4	189,2	41	193								
A															
Obersarmat			214,3	214,3		401,5		402	170,8	32,8					
Unter- Mittel- sarmat	711	748,7			1135		730,6								
Unter-			698,3	698,3		412,5		100							
Oberbaden	453	403,8	177	189	360	213	15,5	22							
Mittelbaden	320	318,3	307	372		185	11,5								
Unterbaden			224	436,6	930	161	109	596							
							6								
Karpat	263	1108,7		658,6	127	764,5	420,4								
Ottmang						289,5									
Basis Tertiär	2243,0	3077,0	1716,0	2664,2	2747,0	2636,0	1645,4	1691,0		576,4	187,5			111,8	
Endteufe	2441,2	3200,0	1908,2	3046,3	3145,0	2694,0	1728,7	1770,0	765,1	579,0	189,0	184,0	166,8		

Tab. 2:
Fortsetzung (3)

		NÖRDLICHE SÜDBURGENLÄNDISCHE SCHWELLE								LANDSEER BUCHT		RAABGRABEN		
		R 5	Mischendorf K 1	SB 04	SB 02	SB 01	CFW 2	CFE 17	Edlitz 1	Güssing 1	Lutzmannsburg Therm 1	Minihof 1	Radkersburg 2	Benedikt B-2/76
Seehöhe		260	263,19	270,9	- 342,5	310	254,4	284,7	225,7	210,95	ca. 200	243,47		g. 250
Quartär				2,2			7,2				12	1	5	
Pliozän								21,6						
Pont	H	80			39,5	34,8								
	G			5,5			125,6	103,4	- 345	455	446,2	352		
Pannon	Mittel- D/E		275,1	202,2	183,5	220								
	C			61	118,4	33,2		38,7	283			44		
	Unter- B			45,1	95,1				?					
Sarmat	Obersarmat													
	Unter- Mittel- sarmat Unter-												422	216
Baden	Oberbaden													
	Mittelbaden												803	
	Unterbaden													20
Karpat														
Ottngang											485,4	317	328	30
Basis Tertiär		80,0	275,1			288,0	132,8	163,7	628,0	455,0	943,6	714,0	1778,0	757,0
Endteufe		83,0	293,1	316,0	436,5			199,0	631,2	532,0	951,0	754,0	1930,0	788,0

3. Inkohlung

Das Inkohlungsprofil des Steirischen Tertiärbeckens wurde anhand von ca. 200 Oberflächenproben (Tab. 3) und 350 Kern- und Spülproben aus 30 Tiefbohrungen (Tab. 7) rekonstruiert. Zusätzlich werden zum Vergleich ca. 100 unveröffentlichte Inkohlungsdaten aus benachbarten Gebieten (Landseer Bucht, Lavanttaler Becken, Klagenfurter Becken, Raabgraben) präsentiert (Tab. 4–7).

Das Probenmaterial wurde freundlicherweise von der Rohöl-Aufsuchungs Ges. m. b. H., der ÖMV Aktiengesellschaft, der GKB, Doz. Dr. J. GOLDBRUNNER und Dipl.-Ing. G. HAMEDINGER zur Verfügung gestellt.

Der Inkohlungsgrad konnte anhand der mittleren Vitritreflexion (% Rr) von kohligten Partikeln bestimmt werden. Bei gering inkohlten Proben wurde das Reflexionsvermögen der hellen Ulminit-Varietät „B“ gemessen. Fehlte diese, wurde stattdessen das Reflexionsvermögen der corpophuminitischen Zellfüllungen ermittelt. Die Reflexionsmessungen, die von R. F. SACHSENHOFER durchgeführt wurden, erfolgten mit dem Mikroskop MPV-2 der Firma Leitz unter Verwendung 32- bzw. 50fach vergrößernder Ölimmersionsobjektive bei einer Wellenlänge von 546 nm.

Die Ergebnisse der Inkohlungsuntersuchungen in den Tiefbohrungen sind in Abb. 4, 5 graphisch dargestellt. Abb. 6, 7 zeigen Ausschnitte der Oberflächen-Inkohlungskarte des Steirischen Beckens und der Landseer Bucht, Abb. 8 ein Inkohlungsprofil durch das Oststeirische Becken. Die Lage des Inkohlungsprofils ist Abb. 9 zu entnehmen. Eine auf Wassergehaltsbestimmungen basierende Inkohlungskarte des Kuchler Flözhorizontes im Lavanttaler Becken wird in Kapitel „9. Regionale Vergleiche“ (Abb. 29) vorgestellt.

Relativ seichte Bohrungen bis zu einer Tiefe von ca. 1000 m sind durch lineare Inkohlungsverläufe und Inkohlungswerte unter 0,5 % Rr charakterisiert (z. B. Bohrungen im Raum Gleisdorf und Bohrungen, die jene Sedimente durchörterten, die über dem Vulkan von Mitterlabill-Gleichenberg abgelagert wurden). Tiefere Bohrungen weisen häufig sublineare, im Inkohlungsintervall zwischen 0,4 und 0,5 % Rr schwach gekrümmte Inkohlungsprofile auf (z. B. Litzelsdorf 1, Stegersbach 1, Jennersdorf 1 etc.). Bohrungen in der Nähe der miozänen Vulkane werden durch deutlich geknickte Inkohlungsprofile gekennzeichnet. Der Knickpunkt befindet sich entweder im Karpat (z. B. Pichla 1) oder im Unterbaden (z. B. Blumau 1, 1a). Die Inkohlungsgradienten in den vor-mittelbadensischen Schichten sind z. T. extrem erhöht und nehmen in Richtung auf die Zufuhrschlote der Vulkanbauten zu (Abb. 8, 9). Der höchste Inkohlungsgradient (3,6 % Rr/km!) wird in der Bohrung Mitterlabill 1, die nur 2 km westlich eines Zufuhrschlotes abgeteuft wurde, erreicht. In dieser Bohrung wird in ca. 1700 m Teufe mit Reflexionswerten über 3,5 % Rr anchimetamorphes Ottmang angetroffen (SACHSENHOFER, 1991 a)!

Der Großteil der Oberflächenproben befindet sich im Weich- bis Mattbraunkohlenstadium (Rr < 0,4 %). Relativ hoch inkohlte Schichten werden im Kontakt zum Shoshonit von Weitendorf (Anthrazit, ca. 3,0 % Rr), im Südweststeirischen Becken (Fettkohlen, bis 1,5 % Rr), in der nördlichen Friedberg-Pinkafelder und Landseer Bucht (Glanzbraunkohlen, ca. 0,5 % Rr) sowie im Tertiärkorridor von Grodnau zwischen den Penninikumsfenstern von Bernstein und Rechnitz (Gasflammkohlen, bis 1,1 % Rr) angetroffen (SACHSENHOFER, 1990; SCHWENDT, 1990).

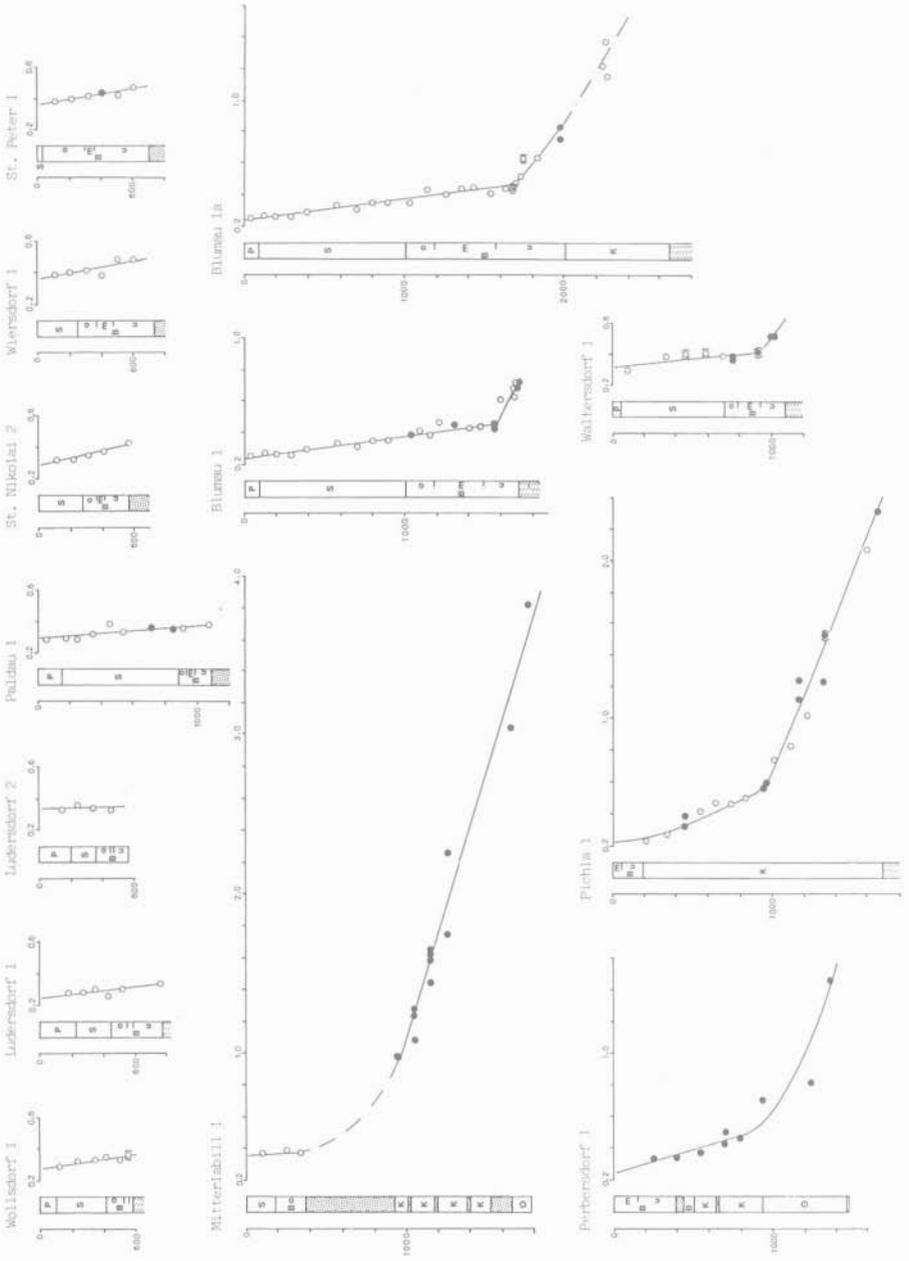


Abb. 4:
Inkohlungsprofile der Tiefbohrungen (SACHSENHOFER, 1991a, Legende bei Abb. 5).

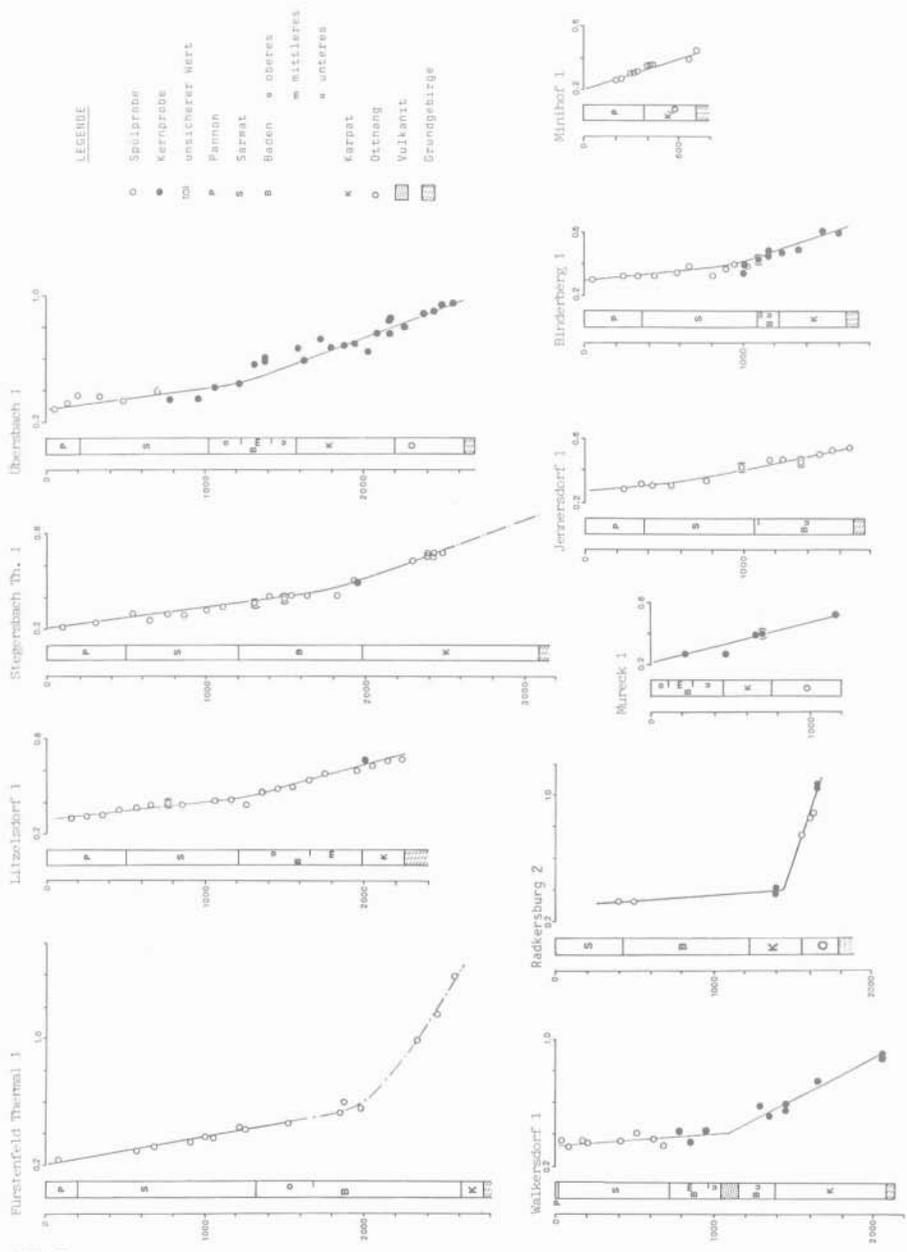


Abb. 5:
Inklingprofile der Tiefbohrungen (ergänzt nach SACHSENHOFER, 1991 a).

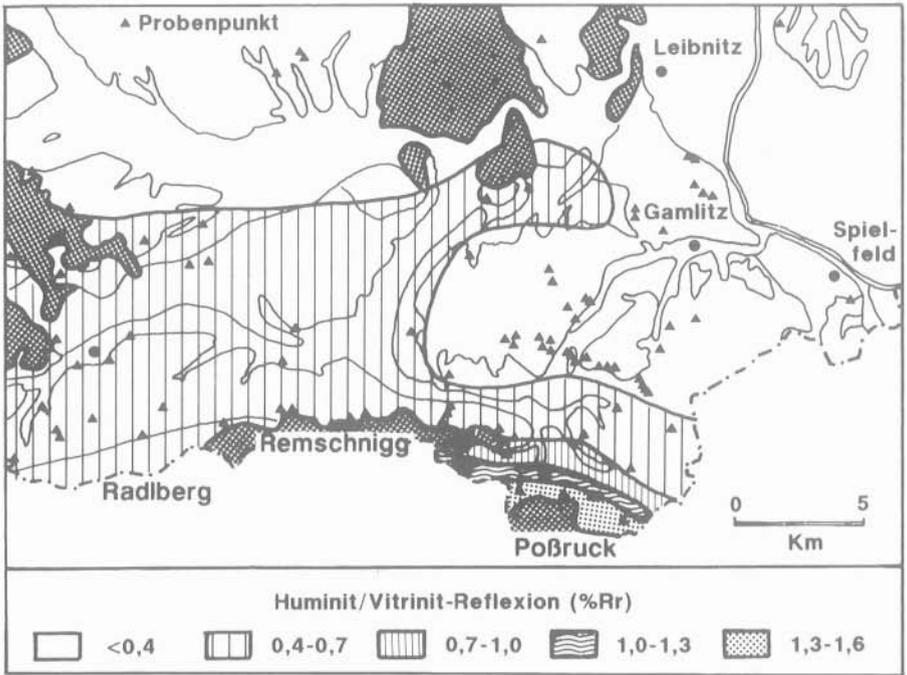


Abb. 6:
Inkohlungskarte des südwestlichen Steirischen Beckens (SACHSENHOFER, 1990).

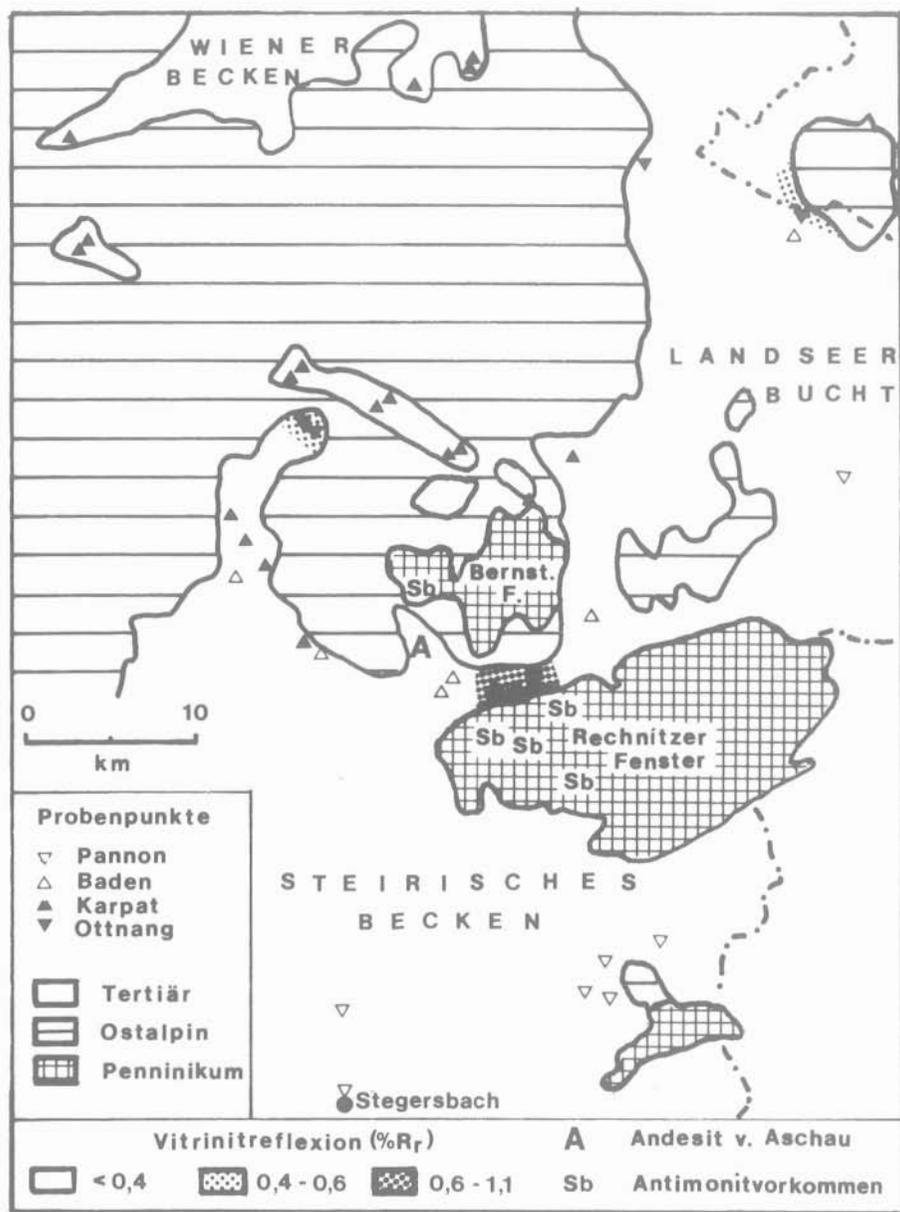
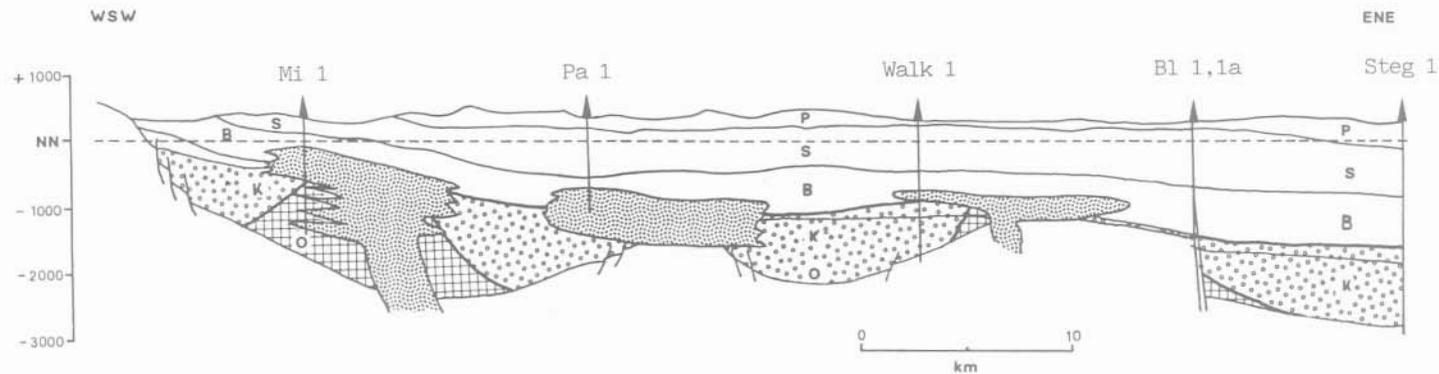


Abb. 7: Inkohlungskarte des nordöstlichen Steirischen Beckens und der Landseer Bucht (BELOCKY et al., 1991).



LEGENDE

P	Pannon	K	Karpat		miozäne Vulkanite
S	Sarmat	O	Ottning		Ölfenster ($0,5 \% < R_r < 1,3 \%$)
B	Baden				$R_r > 1,3 \%$

Abb. 8:
Inkohlungsprofil durch das Oststeirische Becken (SACHSENHOFER, 1991a): Lage siehe Abb. 9.

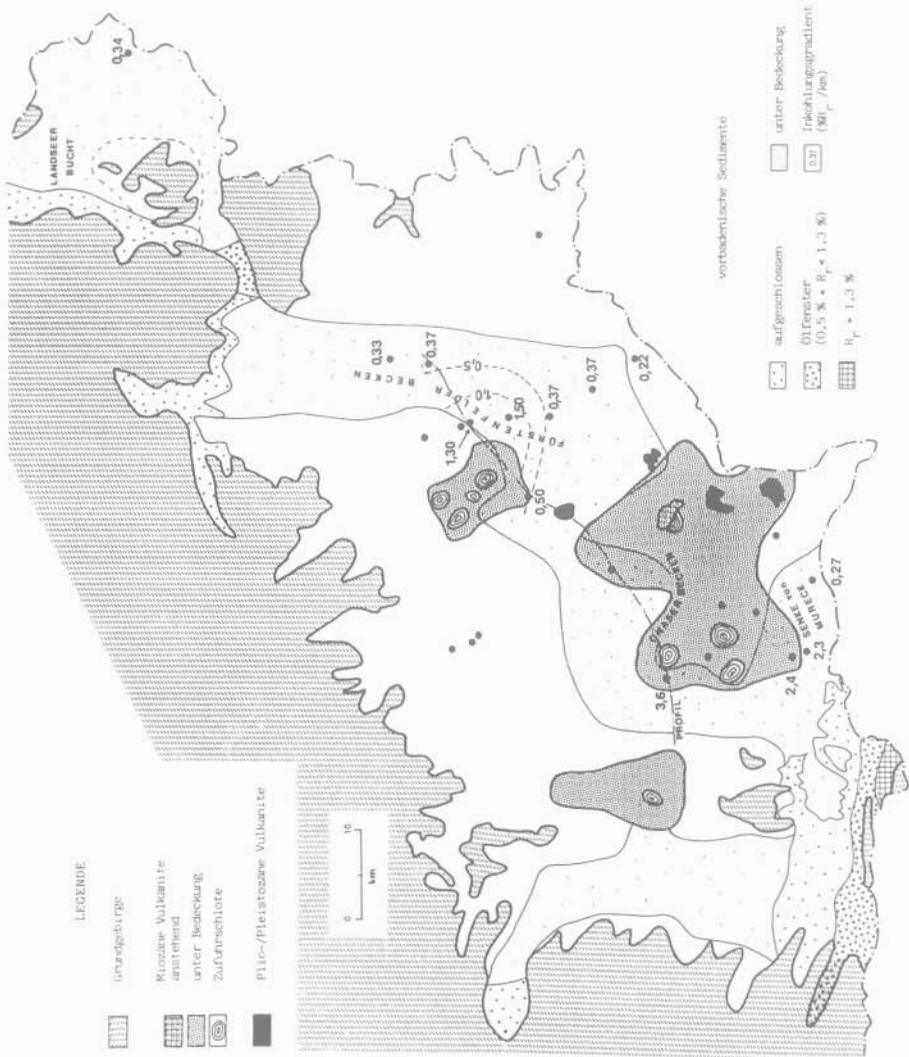


Abb. 9: Inkohlungsgradienten in vorbadenischen Sedimenten des Steirischen Beckens (SACHSENHOFER, 1991 a).

Tab. 3:

Oberflächen-Inkohlungsdaten des Steirischen Beckens. (Probe: A anstehend, S Sammlung, H Halde, B seichte Bohrung, * aus SCHWENDT (1990), ** aus Inkohlungsprofil von Tiefbohrungen abgeschätzt).

Proben-Nr.	Probe	ÖK 50	Lokalität	Rechts-wert	Hoch-wert	See-höhe	Alter	stratigr. Position	Rr %	n	s
B 20	A *	106	Zöbern	733340	5263560	665	Ottngang	Zöberner Brekzie	0,44	50	0,01
B 21	A *	106	Zöbern	733440	5263670	650	Ottngang	Zöberner Brekzie	0,36	38	0,02
213	S	106	Zöbern				Ottngang ?	Zöberner Brekzie ?	0,54	50	0,01
Pas 02	A	134	Passail	688000	5238250	740	Karp./U-Baden	Tertiär v. Passail	0,30	19	0,02
Pas 01	A	134	Tulwitz	682350	5237500	720	Karp./U-Baden	Tertiär v. Passail	0,28	40	0,03
Jo 31	S	135	Birkfeld/Piregg	698450	5250150	800	Karpat	Blockschotter	0,32	50	0,03
Bir 03	A	135	Birkfeld/Piregg	698150	5250600	900	Karpat	Blockschotter	0,32	29	0,04
Bir 02	A	135	Birkfeld/Piregg	698450	5250150	800	Karpat	Blockschotter	0,27	25	0,02
B 23	A *	136	Tauchen Bach	730880	5258540	570	Karpat	Sinnersdorf Fm.	0,25	50	0,02
B 24	?	136	Steir. Tauchen	729130	5261240	675	Karpat	Sinnersdorf Fm.	0,27	52	0,02
B 39a	A	137	Goberling	746070	5247470	400	Karpat	Sinnersdorf Fm.	0,80	5	0,03
B 28	A *	137	Unterhasel	747170	5249870	470	Karpat	Sinnersdorf Fm.	1,04	62	0,03
B 30	A *	137	Panzerbach	734800	5252460	580	Karpat	Sinnersdorf Fm.	0,25	50	0,02
B 37	A *	137	Hasel-Goberling	746380	5248580	415	Karpat	Sinnersdorf Fm.	0,80	30	0,04
B 38	A *	137	Hasel-Holzschlag	747310	5249630	450	Karpat	Sinnersdorf Fm.	0,67	50	0,02
B 39	A *	137	Graben Bach	745820	5247920	405	Karpat	Sinnersdorf Fm.	0,91	41	0,02
B 40	A *	137	Graben Bach	745750	5248120	410	Karpat	Sinnersdorf Fm.	0,71	60	0,04
B 12	A *	137	Tanzegg	732070	5257260	585	Karp./U-Baden	Sinnersdorf Fm.	0,33	50	0,03
B 04	H *	137	Tauchen Bgwk.	742300	5249980	420	U-Baden	Tauchen Fm.	0,26	50	0,02
B 05	A *	137	Tauchen-Mariasdorf	743170	5248830	400	U-Baden	Tauchen Fm.	0,26	50	0,04
B 07	H *	137	Mariasdorf	741720	5248710	434	U-Baden	Tauchen Fm.	0,26	50	0,03
B 22	H *	137	Sinnersdorf	731770	5251210	455	U-Baden	Tauchen Fm.	0,32	54	0,04
B 29	H *	137	Thalheim	736300	5251720	460	U-Baden	Tauchen Fm.	0,24	48	0,03
Jo 20	S	162	Pichling b. Köflach	654000	5213000		Karpat	Pendelflöz	0,25	30	0,02
Jo 19	S	162	Köflach	653000	5213000		Karpat	Piberstein Flöz	0,32	50	0,02
Jo 17	S	162	Lankowitz	653500	5214500		Karpat	"Köflach Fm."	0,32	50	0,02
ODF	A	163	Oberdorf/Westmulde	659450	5215400		Karpat	Unterflöz	0,26	50	0,02
Jo 22	S	163	Piber II	656450	5216600		Karpat	"Köflach Fm."	0,29	50	0,01
Jo 21	S	163	Karl#, Rosental	656875	5213950		Karpat	"Köflach Fm."	0,30	50	0,02
Jo 18	S	163	Zangtal	661250	5213650		Karpat	"Köflach Fm."	0,32	50	0,03
EBN	A	163	"Weinbacher"	664100	5214200	425	U-Baden	Eckwirt Schotter	0,26	50	0,02
GKB 832	**	163	GKB 832	671740	5214460	413	U-Baden	Eckwirt Schotter	0,26		
Jo 25	S	163	Rein b. Gratwein	670875	5222250	450	U-Baden	Reiner Schichten	0,30	50	0,03
337	A	163	Raßberg	667950	5214600	460	U-Baden	Reiner Schichten	0,27	22	0,05
Jo 29	S	164	Graz/Attemsasse	682775	5215800	355	O-Sarmat	Gleisdorf Schichten	0,35	50	0,04
Jo 26	S	164	U-Andritz/Rosenberg				O-Sarmat	Gleisdorf Schichten	0,28	24	0,05
Jo 30	S	164	Niederschöckel	685925	5222350	470	O-Sar./U-PanAB	Kohlef.Sch.v.Weiz	0,31	50	0,02
Jo 27	S	164	Kleinsemmering	692850	5228700	470	O-Sa./U-PanAB	Kohlef.Sch.v.Weiz	0,35	60	0,03
338	164	Weinitzen	685925	5222350	470	O-Sa./U-PanAB	Kohlef.Sch.v.Weiz	0,25	35	0,03	
335	164	Wensbuch	685125	5220050	510	O-Sa./U-PanAB	Kohlef.Sch.v.Weiz	0,32	50	0,02	
339	164	Kumberg	688800	5226100	510	O-Sa./U-PanAB	Kohlef.Sch.v.Weiz	0,23	30	0,02	
Wei 01	H	165	Naas	695300	5233900	550	Ott.7/Karpat	Schicht v. Naas	0,39	31	0,02
Arn 1	**	165	Arnwiesen 1	706980	5219217	349	O-Sarmat		0,33		
Wei 11	H	165	Busenalt	699950	5231050	410	O-Sarmat	Kohlef.Sch.v.Weiz	0,38	40	0,02
Jo 39	S	165	St. Marein/Pickelb.	701200	5209200		U-Pannon C		0,21	26	0,02
Lud 1	**	165	Ludersdorf 1	700028	5219892	370	U-Pannon		0,25		
Lud 2	**	165	Ludersdorf 2	701548	5218928	352	U-Pannon		0,30		
Wol 1	**	165	Wollsdorf 1	700494	5221718	366	U-Pannon		0,26		
Puch 1	**	165	Puch 1	703500	5231550	390	U-Pannon		0,32		
Wei 09	A	165	Ilzbach W'Klettenb.	701425	5230850	400	U-Pannon AB	Kohlef.Sch.v.Weiz	0,33	20	0,03
Wei 02	A	165	Büchl	699150	5231000	460	U-Pannon AB	Kohlef.Sch.v.Weiz	0,30	26	0,04
Wei 03	A	165	Büchl	699150	5231000	460	U-Pannon AB	Kohlef.Sch.v.Weiz	0,33	33	0,05
Wei 05	A	165	Ganglgraben	700400	5229600	400	U-Pannon AB	Kohlef.Sch.v.Weiz	0,33	50	0,03
Wei 07	A	165	Ersersdorf	701450	5229000	385	U-Pannon AB	Kohlef.Sch.v.Weiz	0,31	50	0,03
Wei 08	A	165	Ilzbach, W'Klettenb.	701425	5230850	400	U-PannonAB	Kohlef.Sch.v.Weiz	0,30	51	0,07
Wei 06	A	165	Pichl	700400	5221000	445	U-PannonAB	Kohlef.Sch.v.Weiz	0,33	50	0,03
Für 1	**	166	Fürstenfeld Therm 1	729434	5214983	264	U-Pannon B		0,22		
Walk 1	**	166	Walkersdorf 1	719844	5212687	290	U-Pannon B		0,34		
Walt 1	**	166	Waltersdorf 1	726804	5225518	311	U-Pannon B		0,27		
Bl 1	**	166	Blumau 1	728288	5220736	274	U-Pannon B		0,25		
ÜB 1	**	166	Übersbach 1	729923	5209853	271	U-Pannon C		0,30		
Mut 03	H	166	Mutzenfeld	715900	5215050	400	U-Pannon C	Ilzer Flöz	0,27	30	0,03
Mut 02	H	166	Mutzenfeld	716450	5215600	370	U-Pannon C	Ilzer Flöz	0,22	22	0,02
Zie 01	H	166	Ziegenberg	716650	5214900	320	U-Pannon C	Ilzer Flöz	0,28	22	0,03
Bre 01	H	166	Breitenbach	717450	5214800	340	U-Pannon C	Ilzer Flöz	0,23	10	0,02
Kle N1	H	166	Kleegraben Nord	719900	5215450	310	U-Pannon C	Ilzer Flöz	0,29	34	0,03
Wal 01	H	166	Walkersdorf	719150	5214550	330	U-Pannon C	Ilzer Flöz	0,22	50	0,03
Kle N3	H	166	Kleegraben Nord	719675	5215100	360	U-Pannon C	Ilzer Flöz	0,34	27	0,02
Kle S1	A	166	Kleegraben Süd	719050	5214800	380	U-Pannon C	Ilzer Flöz	0,25	38	0,02
Mut 01	A	166	Mutzenfeld	716475	5215400	340	U-Pannon C	Ilzer Flöz	0,28	26	0,06
Schw 01	A	166	Schweinz	718500	5211550	340	U-Pannon C	Ilzer Flöz	0,27	8	0,01

Tab. 3:
Fortsetzung (1)

Proben-Nr.	Probe	ÖK 50	Lokalität	Rechtswert	Hochwert	Seehöhe	Alter	stratigr. Position	Rr %	n	s
Lit 1	**	167	Litzelsdorf 1	736794	5229687	271	Pannon D+E	Sch.v. Stegersbach	0,26		
Steg 1	**	167	Stegersbach Thern 1	737025	5225300	260	Pannon D+E	Sch. v. Stegersbach	0,20		
SB 01	**	167	Meierhof (SB 01)	749775	5226550	310	Pont (G+H)	Sand Folge	0,24		
SB 02	**	167	Mischendorf (SB 02)	747400	5227250	340	Pont (G+H)	Sand Folge	0,25		
SB 04	**	167	Bachseltan (SB 04)	747900	5230800	271	Pont (G+H)	Sand Folge	0,24		
Güs 1	**	168	Güssing 1	752487	5211849	211	Pont		0,25		
Jo 24	S	189	Ligist	664325	5206450	410	Karp./U-Baden		0,26	50	0,01
433	A	189	Stainz	669500	5196925	380	Baden	Florianer Sch.	0,30	45	0,03
432	A	189	Stainz	669950	5197350	345	Baden	Florianer Sch.	0,30	23	0,03
309	A	190	Wagna	690000	5179600	295	Karpat	Steir. Schlier	0,37	11	0,07
311	A	190	Wagna	690000	5179600	280	Karpat	Steir. Schlier	0,34	21	0,04
357	A	190	Zelko	674350	5182650	330	Baden	Florianer Sch.	0,30	28	0,04
351	A	190	Lassingberg	676700	5187550	340	Baden	Florianer Sch.	0,24	31	0,03
353	A	190	Fantsch	675500	5183650	380	Baden	Florianer Sch.	0,24	28	0,02
352	A	190	Fantsch	675550	5183550	370	Baden	Florianer Sch.	0,28	14	0,01
347	A	190	St. Nikolai	682400	5187950	340	Baden	Weißenegg Fm.	0,30	32	0,03
348	A	190	Cerseggwald	685350	5185900	330	Baden	Weißenegg Fm.	0,35	35	0,04
349	A	190	Neurath	684800	5184050	320	Baden	Weißenegg Fm.	0,34	25	0,01
Jo 28	S	190	Lannach	674150	5200800	320	U-Baden	Florianer Sch.	0,35	50	0,02
302b	S	190	Weitendorf	682500	5195450	280	U-Baden	Weißenegg Fm.	0,32	50	0,33
307	A	190	Weitendorf	682575	5195500	315	U-Baden	Weißenegg Fm.	0,92	37	0,12
302a	A	190	Weitendorf	682500	5195450	290	U-Baden	Weißenegg Fm.	2,38	50	0,06
310	A	190	Wagna	690000	5179500	300	U-Baden	Weißenegg Fm.	0,34	41	0,03
310a	A	190	Wagna	690000	5179500	300	U-Baden	Weißenegg Fm.	0,32	12	0,02
314a	A	190	Weitendorf	682575	5195500	320	U-Baden	Weißenegg Fm.	0,72	53	0,05
315	A	190	Weitendorf	682575	5195500	320	U-Baden	Weißenegg Fm.	0,66	31	0,05
316	A	190	Weitendorf	682575	5195500	320	U-Baden	Weißenegg Fm.	0,43	6	0,02
319	A	190	Weitendorf	682575	5195500	320	U-Baden	Weißenegg Fm.	0,27	15	0,02
329	A	190	Weitendorf	682575	5195500	320	U-Baden	Weißenegg Fm.	0,95	13	0,11
307b	A	190	Weitendorf	682575	5195500	320	U-Baden	Weißenegg Fm.	0,96	9	0,05
304	A	190	Weißenegg	686700	5196300	350	O-Baden	Weißenegg Fm.	0,40	45	0,03
305b	A	190	Weißenegg	686700	5196300	350	O-Baden	Weißenegg Fm.	0,31	50	0,01
305	A	190	Weißenegg	686700	5196300	350	O-Baden	Weißenegg Fm.	0,32	7	0,03
333	A	190	Weißenegg	686700	5196300	350	O-Baden	Weißenegg Fm.	0,34	46	0,02
Dilla	H	190	Dillach-Mellach	687150	5198800	350	U-Sarmat		0,31	30	0,02
Nik 1	**	191	St. Nikolai 1	699761	5186557	305	O-Baden		0,38		
346	A	191	Neudorf	693750	5185450	300	U-Sarmat		0,26	50	0,02
345	A	191	Rosenberg	703550	5184300	320	U-Sarmat		0,29	40	0,03
359	A	191	Badendorfberg	694950	5191450	400	U-Sarmat		0,26	15	0,03
360	A	191	Badendorfberg	694675	5191150	340	U-Sarmat		0,32	26	0,03
Wie 1	**	191	Wiersdorf 1	706110	5187994	284	U-Sarmat		0,36		
Pet 1	**	191	St. Peter 1	705394	5183465	321	U-Sarmat		0,36		
Mi 1	**	191	Mitterlabill 1	697124	5194607	305	U-Sarmat		0,36		
327	A	191	Mitterlabill	696500	5195150	340	M-Sarmat		0,35	35	0,04
Nik 2	**	191	St. Nikolai 2	700234	5189370	327	Sarmat		0,26		
Pal 02		191	Paldau	710500	5199800	380	U-Pannon B	Lignit v. Paldau	0,21	17	0,03
Pal 01		191	Paldau	710500	5199975	350	U-Pannon B	Lignit v. Paldau	0,21	4	0,01
Pal 1	**	191	Paldau 1	709174	5200077	310	U-Pannon C		0,28		
Rad 1	**	192	Radochen 1	716715	5181060	237	O-Baden		0,31		
Strad	A	192	Teufelsmühle	720275	5190200	425	O-Sarmat		0,19	50	0,01
Feh 01	H	192	Weinberg	728250	5202050	280	Pannon D+E	Sch.v.Loip+U-Lamm.	0,20	50	0,01
336	A	192	Mataschen	721650	5196550	280	Pannon D+E	Sch.v.Loip+U-Lamm.	0,24	25	0,04
Loi 01	H	193	Loipersdorf	733800	5205900	280	Pannon D+E	Sch.v.Loip+U-Lamm.	0,19	5	0,02
Loi 02	H	193	Loipersdorf	733775	5205800	280	Pannon D+E	Sch.v.Loip+U-Lamm.	0,23	17	0,02
Bi 1	**	193	Binderberg 1	733420	5205006	312	Pannon D+E	Sch.v.Loip+U-Lamm.	0,30	6	0,02
Jen 1	**	193	Jennersdorf 1	736303	5199473	238	Pont		0,28		
239	A	206	"Urky"	671650	5169800	540	Ottmang	Radl-Schotter	0,62	100	0,02
Ei 10c	A	206	Stammeregg	665625	5169650	470	Ottmang	Unt.Eibisw. Schichten	0,49	20	0,02
Ei 10a	A	206	Stammeregg	665625	5169650	470	Ottmang	Unt.Eibisw. Schichten	0,45	12	0,03
Ei 10b	A	206	Stammeregg	665675	5168550	480	Ottmang	Unt.Eibisw. Schichten	0,50	50	0,04
Aub 06	A	206	Stammereggbach	665050	5170750	400	Ottmang	Unt.Eibisw. Schichten	0,40	11	0,03
Aub 02	A	206	Auerbach	663975	5168500	520	Ottmang	Unt.Eibisw. Schichten	0,59	24	0,03
413	A	206	"Bergweiß"	667150	5169950	500	Ottmang	Unt.Eibisw. Schichten	0,37	35	0,02
411	A	206	Großrad	668925	5169500	460	Ottmang	Unt.Eibisw. Schichten	0,35	15	0,03
410	A	206	Wutschenberg	669650	5170600	460	Ottmang	Unt.Eibisw. Schichten	0,42	20	0,03
Jo 05	S	206	Hörnsdorf	668425	5173000	380	Karpat	Mitt.Eibisw. Schichten	0,57	50	0,03
Eib 11	H	206	Aichberg-Aibl	665600	5173050	430	Karpat	Mitt.Eibisw. Schichten	0,45	14	0,03
Eib 09	A	206	Wernersdorf-Unterfr.	664975	5176900	400	Karpat	Mitt.Eibisw. Schichten	0,41	19	0,03
Jo 09	S	206	Vordersdorf	666150	5175300	370	Karpat	Mitt.Eibisw. Schichten	0,47	50	0,03
Jo 06	S	206	Eibiswald, Barbara#	666950	5172400	380	Karpat	Mitt.Eibisw. Schichten	0,43	24	0,02
Jo 07	S	206	Eibiswald	666950	5172400	380	Karpat	Mitt.Eibisw. Schichten	0,47	51	0,01
Eib 14	A	206	Hörnsdorf	668375	5172700	400	Karpat	Mitt.Eibisw. Schichten	0,42	10	0,04
x	S	206	Vordersdorf	666150	5175300	370	Karpat	Mitt.Eibisw. Schichten	0,46	16	0,01
414	A	206	Feisternitz	667925	5172700	380	Karpat	Mitt.Eibisw. Schichten	0,41	24	0,02
Eib 16	A	206	St. Ulrich	672275	5275600	370	Karpat	Ob.Eibisw. Schichten	0,32	20	0,03

Tab. 3:
Fortsetzung (2)

Proben-Nr.	Probe	ÖK 50	Lokalität	Rechts-wert	Hoch-wert	See-höhe	Alter	stratigr. Position	Rr %	n	s
Jo 14	S	206	Cäcilien#, Steyeregg	666200	5177950	440	Karpat	Ob.Eibisw. Schichten	0,40	30	0,01
Jo 13	S	206	Schönegg	670725	5175625	380	Karpat	Ob.Eibisw. Schichten	0,51	50	0,04
Jo 10	S	206	Kalkgrub.b.Schwanb.	664800	5179100	420	Karpat	Ob.Eibisw. Schichten	0,39	50	0,02
Jo 08	S	206	Jagernigg	669650	5177000	350	Karpat	Ob.Eibisw. Schichten	0,46	20	0,03
Jo 15	S	206	Steyeregg	666200	5177950	440	Karpat	Ob.Eibisw. Schichten	0,39	50	0,02
Jo 16	S	206	Pöfing b. Wies	671950	5177800		Karpat	Ob.Eibisw. Schichten	0,40	50	0,01
Eib 17	H	207	Unterhaag	675250	5173100	320	Ottmang	Unt.Eibisw. Schichten	0,45	10	0,02
343	B	207	Oberhaag	674500	5172150	320	Ottmang	Unt.Eibisw. Schichten	0,43	36	0,02
407	A	207	Altenbach	674750	5170400	350	Ottmang	Unt.Eibisw. Schichten	0,48	50	0,02
405	A	207	Hardegg	677150	5169750	400	Ottmang	Unt.Eibisw. Schichten	0,43	8	0,01
406	A	207	Hardegg	676850	5169550	440	Ottmang	Unt.Eibisw. Schichten	0,55	50	0,02
408	A	207	Altenbach	674350	5170150	390	Ottmang	Unt.Eibisw. Schichten	0,46	50	0,02
404	A	207	Hardegg	677350	5169875	380	Ottmang	Unt.Eibisw. Schichten	0,51	50	0,04
Eib 01	A	207	Nestelbach	684225	5178800	320	Karpat		0,44	9	0,03
Jo 11	S	207	Großklein	682300	5177950	310	Karpat		0,54	50	0,04
Jo 32	S	207	Leutschach				Karpat		0,67	50	0,04
KTP 43	A	207	Montikogel	682625	5168850	520	Karpat	Arnfeiser Konglom.	0,69	50	0,05
323	A	207	Hochenegg a. Kogel	683150	5168900	500	Karpat	Arnfeiser Konglom.	0,80	50	0,04
401	A	207	Remschnigg	680925	5170000	360	Karpat	Arnfeiser Konglom.	0,52	50	0,03
402	A	207	Remschnigg	680925	5169850	380	Karpat	Arnfeiser Konglom.	0,61	50	0,03
403	A	207	Remschnigg	680700	5169300	440	Karpat	Arnfeiser Konglom.	0,62	50	0,05
400	A	207	Kollitsch	682850	5169250	460	Karpat	Arnfeiser Konglom.	0,60	50	0,04
321	A	207	Retznei	691250	5178050	265	Karpat	Geröllmergel	0,31	34	0,02
Jo 12	S	207	Labitschberg??				Karpat	Geröllmergel??	1,21	50	0,05
Jo 38	S	207	Labitschberg??				Karpat	Geröllmergel??	1,25	16	0,02
324	A	207	Labitschberg	688550	5177050	320	Karpat	Labitschberg Flöz	0,34	30	0,04
422	A	207	Labitschberg	688550	5176950	320	Karpat	Labitschberg Flöz	0,38	38	0,02
Jo 02	S	207	Eichberg b. Arnfels	679200	5173000		Karpat	Leutschacher Sand	0,46	50	0,04
425	A	207	Maltschach	681225	5171300	350	Karpat	Leutschacher Sand	0,38	50	0,02
KTP 45	A	207	"Krainz"	681725	5168150	430	Karpat	Steir. Schlier	1,02	50	0,03
KTP 46	A	207	"Fiki"	681350	5167700	530	Karpat	Steir. Schlier	1,11	50	0,03
326	A	207	"Grill"	682975	5168250	380	Karpat	Steir. Schlier	0,91	35	0,04
332	A	207	"Sabathe"	687500	5170000	430	Karpat	Steir. Schlier	0,47	22	0,03
330	A	207	"Fiki"	681100	5167800	540	Karpat	Steir. Schlier	0,94	10	0,05
KTP 44	A	207	Waldried	681500	5168600	510	Karpat	Steir. Schlier	1,01	31	0,04
398	A	207	Unterglanzberg	689150	5169075	340	Karpat	Steir. Schlier	0,54	50	0,03
396	A	207	"Oberforstner"	687500	5165600	500	Karpat	Steir. Schlier	1,45	50	0,05
395	A	207	"Kreuzwirt"	687795	5167500	400	Karpat	Steir. Schlier	0,65	50	0,07
381	A	207	Pockenberg	685900	5168650	380	Karpat	Steir. Schlier	0,69	50	0,04
418	A	207	"Kreuzkrumpf"	686400	5166650	500	Karpat	Steir. Schlier	1,22	58	0,05
419	A	207	"Oberguef"	683625	5166900	440	Karpat	Steir. Schlier	1,50	22	0,05
420	A	207	Mellentín	684425	5167550	390	Karpat	Steir. Schlier	1,20	35	0,03
421	A	207	"Kreuzkrumpf"	686200	5166700	540	Karpat	Steir. Schlier	1,38	50	0,01
431	A	207	Hirritschberg	685300	5166850	480	Karpat	Steir. Schlier	1,19	50	0,02
392	A	207	Oberglanzberg	688350	5170400	400	Karp./U-Baden	Schlier	0,26	16	0,03
390	A	207	Oberglanzberg	688175	5170900	440	Karp./U-Baden	Schlier	0,27	16	0,05
391	A	207	Oberglanzberg	688225	5170600	420	Karp./U-Baden	Schlier	0,33	34	0,03
389	A	207	Oberglanzberg	688000	5171100	480	Karp./U-Baden	Schlier	0,31	23	0,03
Ste 01	A	207	Steinbach	689000	5171975	380	Karp./U-Baden	Schlier	0,32	20	0,01
385	A	207	Steinbach	689125	5172800	380	Karp./U-Baden	Schlier	0,37	9	0,04
387	A	207	"Linkus"	686600	5171500	480	Karp./U-Baden		0,28	29	0,03
378	A	207	Karnerberg	685450	5171900	360	Karp./U-Baden		0,33	40	0,05
380	A	207	Karnerberg	685950	5171800	460	Karp./U-Baden		0,32	37	0,03
386	A	207	"Linkus"	686700	5171450	500	Karp./U-Baden		0,28	20	0,02
388	A	207	"Linkus"	686450	5171500	480	Karp./U-Baden		0,37	50	0,02
379	A	207	Karnerberg	685325	5172025	400	Karp./U-Baden		0,35	35	0,01
377	A	207	Karnerberg	685475	5171800	370	Karp./Baden		0,39	40	0,02
374	A	207	Kranach	684850	5172450	400	Baden	Kreuzberg Fm.?	0,35	38	0,04
Jo 33	S	207	Eckberg				U-Baden		0,39	50	0,02
Ser 01	A	207	Sernau	686300	5173800	350	U-Baden	Kreuzberg Fm.	0,39	13	0,03
Ser 03	A	207	Sernau	686300	5173800	350	U-Baden	Kreuzberg Fm.	0,41	17	0,04
325	A	207	Labitschberg	689250	5176450	310	U-Baden	Kreuzberg Fm.	0,43	24	0,03
341	A	207	Sernau	686300	5173800	350	U-Baden	Kreuzberg Fm.	0,34	50	0,03
372	A	207	Kranach	684575	5172400	400	U-Baden	Kreuzberg Fm.	0,29	50	0,02
373	A	207	Kranach	684500	5172600	400	U-Baden	Kreuzberg Fm.	0,20	31	0,01
382	A	207	Kranach	683300	5172850	480	U-Baden	Kreuzberg Fm.	0,32	30	0,02
384	A	207	Trautenburg	683100	5172750	520	U-Baden	Kreuzberg Fm.	0,26	40	0,02
383	A	207	Kranach	683350	5172600	440	U-Baden	Kreuzberg Fm.	0,28	40	0,02
367	A	207	Oberfahrenbach	684825	5175550	370	U-Baden	Kreuzberg Fm.	0,26	14	0,04
365	A	207	Kreuzberg	684800	5174750	440	U-Baden	Kreuzberg Fm.	0,26	28	0,02
375	A	207	Kranach	683300	5172150	430	U-Baden	Kreuzberg Fm.	0,27	50	0,01
376	A	207	Urkogel	690375	5172050	460	U-Baden	Kreuzberg Fm.	0,31	11	0,02
361	A	207	Kleingraben	681850	5175800	380	U-Baden	Kreuzberg Fm.	0,35	27	0,02
427	A	207	"Sobetz"	685875	5173350	360	U-Baden	Kreuzberg Fm.	0,34	50	0,02
428	A	207	"Sobetz"	685500	5173900	400	U-Baden	Kreuzberg Fm.	0,36	50	0,01
322	A	207	Retznei	690875	5178150	310	U-Baden	Weißenggg Fm.	0,31	28	0,03
331	A	207	Retznei	690800	5178250	300	U-Baden	Weißenggg Fm.	0,37	36	0,03

Tab. 3:
Fortsetzung (3)

Proben-Nr.	Probe	ÖK 50	Lokalität	Rechtswert	Hochwert	Seehöhe	Alter	stratigr. Position	Rr %	n	s
334	A	208	Katzengraben	696400	5173800	380	Karpat	Steir. Schlier	0,30	10	0,01
342	A	208	Katzengraben	696400	5173800	380	Karpat	Steir. Schlier	0,23	50	0,02
Pic 1	**	208	Pichla 1	700579	5177217	251	M-Baden		0,20		
Per 1	**	208	Persbersdorf 1	699300	5178950	256	M-Baden		0,25		
Mur 1	**	208	Mureck 1	709500	5176550	247	O-Baden		0,24		
R II	**	208	Radkersburg 2			208	Sarmat		0,29		

Tab. 4:
Oberflächen-Inkohlungsdaten der Buckligen Welt und der Landseer Bucht. (Probe: A anstehend, S Sammlung, H Halde, * aus SCHWENDT (1990), ** aus Inkohlungsprofil von Tiefbohrungen abgeschätzt).

Proben-Nr.	Probe	ÖK 50	Lokalität	Rechtswert	Hochwert	Seehöhe	Alter	stratigr. Position	Rr %	n	s
B 33	A*	105	Kirchberg a. Wechsel	721170	5274430	705	Otn./Karp	Blockschotter	0,34	50	0,06
B 34	A*	105	Kirchberg a. Wechsel	721220	5274520	670	Otn./Karp	Blockschotter	0,34	50	0,03
B 35	A*	105	Kirchberg a. Wechsel	721340	5274820	670	Otn./Karp	Blockschotter	0,32	50	0,02
B 36	A*	105	Kirchberg a. Wechsel	723020	5274120	695	Otn./Karp	Blockschotter	0,38	50	0,06
193	S	106	Klingenfurt/Pitten				Otn./Karp	Blockschotter	0,38	10	0,03
218	S	106	Kulmariegel				Otn./Karp	Blockschotter	0,37	50	0,04
219	S	106	Schauerleiten				Otn./Karp	Blockschotter	0,41	50	0,03
B 08	H*	106	Schleinz	744900	5285300	470	Otn./Karp	Blockschotter	0,28	50	0,02
B 09	H*	106	Inzenhof-Leiding	741060	5283825	420	Otn./Karp	Blockschotter	0,24	50	0,04
B 10	H*	106	Inzenhof-Leiding	740760	5283650	380	Otn./Karp	Blockschotter	0,27	50	0,02
B 11	H*	106	Kulmariegel	734570	5268000	730	Otn./Karp	Blockschotter	0,37	50	0,03
B 14	H*	106	Thomasberg	736580	5269520	680	Otn./Karp	Blockschotter	0,37	50	0,03
B 15	H*	106	Thann	736780	5269340	740	Otn./Karp	Blockschotter	0,34	50	0,02
B 16	A*	106	Unterhaus	740060	5263690	500	Otn./Karp	Blockschotter	0,26	50	0,02
B 17	A*	106	Krumbach/Felberbauer	738480	5266540	595	Otn./Karp	Blockschotter	0,33	50	0,04
B 01	H*	107	Brennberg/Helenen#	761050	5278870	460	Otmang	Brennb.Süßw.Schicht.	0,40	50	0,02
B 25	??	107	Siegggraben	753720	5280900	400	Otn./Karp		0,34	50	0,03
B 26	A*	107	Karl	750150	5262680	395	Karpat	Hochriegel Schichten	0,26	50	0,05
B 02	H*	107	Ritzing	760510	5276220	360	U-Baden	Ritzinger Sande	0,29	52	0,02
Mini 1	**	108	Kroatisch Minihof 1	774378	5264306	243	Pont		0,20		
B 18	A*	137	Bad Schönau	743300	5261470	500	Otn./Karp	Blockschotter	0,26	50	0,04
B 19	A*	137	Bad Schönau	743190	5261450	500	Otn./Karp	Blockschotter	0,30	50	0,03
B 41	A*	137	Bad Schönau	742490	5260440	570	Otn./Karp	Blockschotter	0,20	50	0,01
B 42	A*	137	Ungerbach			520	Karpat	Sinnersdorf Fm.	0,29	50	0,02
B 27	H*	138	Bubendorf	751100	5253600	385	U-Baden	Tauchen Fm.	0,29	55	0,04

Tab. 5:
Oberflächen-Inkohlungsdaten des Lavantales und des Klagenfurter Beckens. (Probe: A anstehend, S Sammlung, H Halde, ** aus Inkohlungsprofil von Tiefbohrungen abgeschätzt).

Proben-Nr.	Probe	ÖK 50	Lokalität	Rechtswert	Hochwert	Seehöhe	Alter	stratigr. Position	Rr %	n	s
LAV 07	A	187	St. Marein		5187340	460	O-Baden		0,31	58	0,04
Schil	**	188	Schilting	567687	5183890	478	Pannon-Plioz.	Ob.Süßwasser-Schich.	0,26		
LAV 02	A	204	Grutschen			590	Otn./Karp	Granitztaler Schicht.	0,22	25	0,02
LAV 04	A	204	Schildberg			460	Otn./Karp	Granitztaler Schicht.	0,24	50	0,02
LAV 01	A	204	Schönweg			475	Karpat	Granitztaler Schicht.	0,22	50	0,03
LAV 05	A	205	Granitztal		5173580	400	Otn./Karp	Granitztaler Schicht.	0,26	21	0,02
LAV 06	H	205	Andersdorf		5176000	480	O-Sarmat	Flözhorizont	0,31	50	0,03
KGL 11	H	202	Penken				Pont	Penkener Kohlensch.	0,27	25	0,03
KGL 07	A	203	Müllnern			400	U-Sarmat	Rosenb. Kohlensch.	0,19	41	0,01
KGL 08	A	203	Gotschuchenbach	532125	5154500	680	U-Sarmat	Rosenb. Kohlensch.	0,22	50	0,04
Jo 35	S	204	Lobnig				U-Sarmat	Rosenb. Kohlensch.	0,30	42	0,05
KGL 04	H	204	Lobnig			1100	U-Sarmat	Rosenb. Kohlensch.	0,26	50	0,02
KGL 05	H	204	Lobnig			1080	U-Sarmat	Rosenb. Kohlensch.	0,25	50	0,02
KGL 01	A	204	Oberlobbach			560	U-Sarmat	Rosenb. Kohlensch.	0,21	37	0,02
KGL 03	A	204	Altendorf			600	U-Sarmat	Rosenb. Kohlensch.	0,18	27	0,01
KGL 09	A	211	Bärental	513750	5150750	660	U-Sarmat	Rosenb. Kohlensch.	0,26	30	0,02
KGL 10	A	211	Bärental	513900	5150475	680	U-Sarmat	Rosenb. Kohlensch.	0,25	30	0,03

Tab. 6:
Inkohlungsdaten aus GKB-Schurfborungen im Lavanttal.

Bohrung	Bohrtiefe [m]	Rechtswert	Hochwert	See-höhe	Alter	stratigraphische Position	Rr %	n	s
LAV 253					O-Sarmat	Kuchler Flöz	0,19	50	0,02
LAV 229	18	565085,36	5184997,78	401	O-Sarmat	Kuchler Unterbank	0,35	50	0,04
LAV 220	31	565646,02	5185363,28	393	U-Pannon	Obere Süßwasser-Sch.	0,30	50	0,03
LAV 226	45	565063,08	5186091,56	380	O-Sarmat	Kuchler Oberbank	0,31	50	0,04
LAV 236	50	565412,03	5184337,66	368	O-Sarmat	Kuchler Oberbank	0,28	50	0,03
LAV 226	60	565063,08	5186091,56	365	O-Sarmat	Kuchler Unterbank	0,25	31	0,01
LAV 218	69	565267,00	5186012,00	354	O-Sarmat	Kuchler Oberbank	0,26	46	0,02
LAV 227	72	565080,04	5185463,40	350	O-Sarmat	Kuchler Oberbank	0,30	50	0,05
LAV 257	88	567237,32	5183758,74	390	U-Pannon	Obere Süßwasser-Sch.	0,28	31	0,01
LAV 220	173	565646,02	5185363,28	251	O-Sarmat	Kuchler Unterbank	0,29	27	0,03
LAV 207	205	567100,00	5181740,00				0,33	45	0,03
LAV 250	262	566761,63	5184473,47	216	U-Pannon	Obere Süßwasser-Sch.	0,32	23	0,04
LAV 263	263	566853,04	5182496,51	181	O-Sarmat	Kuchler Oberbank	0,31	50	0,02
LAV 249	286	566287,32	5184266,96	161	O-Sarmat	Kuchler Unterbank	0,37	50	0,02
LAV 252	297	566412,02	5183900,54	152	O-Sarmat	Kuchler Unterbank	0,33	50	0,03
LAV 242	326	566571,10	5185609,00	134	O-Sarmat	Kuchler Zwischenmittel	0,33	50	0,04
LAV 259	356	566910,97	5183247,40	85	O-Sarmat	Kuchler Unterbank	0,25	22	0,03
LAV 212	357	567185,00	5182400,00				0,35	50	0,06
LAV 250	428	566761,63	5184473,47	50	O-Sarmat	Kuchler Oberbank	0,30	50	0,03
LAV 245	456	567013,64	5185357,64	32	O-Sarmat	Kuchler Unterbank	0,34	50	0,03
LAV 257	515	567237,32	5183758,74	-37	O-Sarmat	Kuchler Oberbank	0,38	50	0,04
LAV 251	516	567118,93	5184542,43	-31	O-Sarmat	Kuchler Oberbank	0,34	50	0,04

Tab. 7:
Inkohlungsdaten aus Tiefborungen des Lavanttales, des Steirischen Beckens, des Raabgrabens und der Norischen Senke. (Probe: K Kern, C Cuttings).
Detaillierte Inkohlungsdaten der RAG-Borungen (Arnwiesen 1, Mitterlabill 1, Paldau 1, Waltersdorf 1, Walkersdorf 1, Blumau 1,1a, Übersbach 1, Binderberg 1) und ÖMV-Borungen (Wollsdorf 1, Ludersdorf 1, 2, St. Nikolai 1, 2, Wiersdorf 1, St. Peter 1, Pichla 1, Radochen 1, Litzelsdorf 1, Jennersdorf 1, Güssing 1, Kroatisch Minihof 1) werden wegen Vertraulichkeit nicht mitgeteilt.

Bohrung	Rechtswert	Hochwert	See-höhe	Bohrtiefe	Probe	Alter	Rr %	n	s	Bemerkungen
Schilling	567687,00	5183890,00	477,6	172,9	K	U-Pannon	0,27	30	0,02	Kuchler Oberbank
				312,2	K	U-Pannon	0,26	23	0,03	
				418,7	K	U-Pannon	0,36	30	0,02	
				784,5	K	O-Sarmat	0,33	50	0,02	
				828,0	K	O-Sarmat	0,32	35	0,02	
				889,5	K	Sarmat	0,32	20	0,01	
				986,5	K	U-Sarmat	0,38	50	0,03	
				1046,7	K	U-Sarmat	0,35	33	0,02	
				1048,3	K	U-Sarmat	0,36	19	0,03	
Eitweg	568482,00	5182451,00	499,4	872,0	K	U-Pannon	0,29	9	0,02	Kuchler Unterbank
				918,3	K	O-Sarmat	0,36	50	0,03	
Puch 1	703500,00	5231550,00	410	144,0	C	U-Sarmat	0,35	50	0,04	
Perbersdorf 1	699300,00	5178950,00	255,09	257,0	K	U-Baden	0,34	12	0,04	Probe aus Bohrung Per M 2
				397,0	K	Karpat	0,34	16	0,02	
				548,0	K	Karpat	0,35	21	0,02	
				720,0	K	Karpat	0,50	34	0,05	
				721,0	K	Karpat	0,42	25	0,03	
				895,0	K	Karpat	0,46	67	0,06	
				945,0	K	Otttang	0,70	41	0,05	
				1235,0	K	Otttang	0,81	33	0,04	
1357,0	K	Otttang	1,45	12	0,21	starke Streuung: 1,1-1,7 %				
Mureck 1	709500,00	5176550,00	234	235,0	K	M-Baden	0,27	16	0,03	wenige Meßpunkte
				482,0	K	Karpat	0,27	28	0,02	
				680,0	K	Karpat	0,39	50	0,04	
				715,0	K	Karpat	(0,40)	2		
				1175,0	K	Otttang	0,51	50	0,03	
Waltersdorf 2				105,0	C	O-Sarmat	0,27	50	0,03	Kohleflöz
Stegersbach Therm 1	737025,00	5225300,00	ca. 258	90,0	C	M/U-Pannon	0,21	50	0,02	
				300,0	C	U-Pannon	0,24	14	0,03	
				535,0	C	Sarmat	0,30	16	0,03	
				635,0	C	Sarmat	0,25	16	0,01	
				755,0	C	Sarmat	0,29	34	0,04	

Tab. 7:
Fortsetzung (1)

Bohrung	Rechtswert	Hochwert	Seehöhe	Bohrtiefe	Probe	Alter	Rr %	n	s	Bemerkungen
				855,0	C	Sarmat	0,29	14	0,03	
				955,0	C		(0,44)	18	0,02	Semifusinit
				1005,0	C	Sarmat	0,32	26	0,03	
				1105,0	C	Sarmat	0,34	10	0,03	
				1210,0	C		(0,28)	7	0,02	Nachfall !
				1300,0	C	O-Baden	(0,36)	20	0,05	unsicher
				1395,0	C	O-Baden	0,41	23	0,03	
				1495,0	C	O-Baden	(0,39)	8	0,04	wenige Meßpunkte
				1535,0	C	O-Baden	0,41	16	0,03	
				1632,0	C	O-Baden	0,41	28	0,03	
				1726,0	C	M-Baden	(0,55)	10	0,07	oxydiert
				1820,0	C	M-Baden	0,41	18	0,03	
				1930,0	C	M-Baden	0,51	24	0,03	
				1935,7	K	M-Baden	0,50	50	0,03	
				2022,0	C	Karpat	0,50	10	0,03	
				2298,0	C	Karpat	0,63	50	0,02	
				2392,0	C	Karpat	0,66	27	0,04	
				2398,0	C	Karpat	0,67	31	0,07	
				2434,0	C	Karpat	0,68	50	0,03	Kohleflöz
				2436,0	C	Karpat	0,67	36	0,05	Kohleflöz
				2488,0	C	Karpat	0,68	27	0,04	
				2588,0	C		(0,71)	8	0,02	Nachfall ?
				2776,0	C		(0,68)	18	0,04	Nachfall !
				2820,0	C		(0,71)	41	0,05	Nachfall !
				2910,0	C		(0,68)	10	0,01	Nachfall !
Fürstenfeld Therm 1	729434,00	5214983,40	263,96	75,0	C	U-Pannon B	0,24	17	0,01	
				197,0	C	Sarmat	0,20	21	0,02	
				567,0	C	Sarmat	0,29	17	0,03	
				680,0	C	Sarmat	0,32	15	0,03	
				910,0	C	Sarmat	0,35	14	0,03	
				1008,0	C	Sarmat	0,38	21	0,03	
				1048,0	C	Sarmat	0,38	12	0,04	
				1222,0	C	Sarmat	0,44	25	0,15	
				1252,0	C	Sarmat	0,43	27	0,05	
				1350,0	C		(0,35)	5	0,01	Nachfall !
				1526,0	C	O-Baden	0,47	8	0,03	
				1850,0	C	M/U-Baden	0,54	11	0,05	
				1874,0	C	M/U-Baden	(0,60)	4	0,03	wenige Meßpunkte
				1920,0	C	M/U-Baden	0,54	23	0,08	
				1984,0	C	M/U-Baden	0,56	25	0,02	
				2330,0	C	U-Baden	0,99	15	0,08	
				2404,0	C		(0,85)	6	0,09	Nachfall !
				2460,0	C	U-Baden	1,15	27	0,05	
				2524,0	C		(1,02)	9		Nachfall !
				2564,0	C	U-Baden	1,39	5	0,02	+ Nachfall
				2600,0	C		(0,40)	5		Nachfall !
Lautenberg 1				693,0	K	Sarmat	0,39	43	0,02	
				1141,0	K	Sarmat	0,40	14	0,06	
				1177,0	K	O-Baden	0,42	30	0,02	
SB 03			250,8	48,5	K	Pont F+G	0,25	51	0,03	
SB 04	747900,00	5230800,00	270,9	152,6	K	Pont F+G	0,27	50	0,10	
SB 01	749775,00	5226550,00	310	50,0	K	Pont F+G	0,25	50	0,03	
SB 02	747400,00	5227250,00	342,5	82,0	K	Pont F+G	0,26	50	0,03	
				317,4	K	M-Pannon	0,27	50	0,04	
Radkersburg 2			208	402,0	C	Sarmat	0,33	16	0,02	
				495,0	C	Baden	0,33	30	0,02	
				1391,0	K	Karpat	0,38	16	0,04	
				1396,0	K	Karpat	0,42	9	0,06	
				1556,0	C	Karpat	0,75	71	0,09	
				1605,0	C	Otttang	0,86	49	0,06	
				1630,0	C	Otttang	0,89	22	0,04	
				1645,0	K	Otttang	1,08	28	0,06	dunkle Oxydationssäure
				1645,0	K	Otttang	1,05	50	0,05	
				1744,0	C		(0,76)	14	0,10	Nachfall ?
GKB 832	671740,00	5214460,00	413	166,0	K	U-Baden	0,29	35	0,02	
Fresnitz 4			639,2	305,0	K		0,31	29	0,04	
				426,0	K		0,28	26	0,02	
				453,0	K		0,30	22	0,04	
				572,6	K		0,30	41	0,03	
				637,0	K		0,41	30	0,03	
				661,5	K		0,24	30	0,02	

4. Subsidenzgeschichte

4.1. Vorbemerkungen

Die Subsidenzgeschichte eines Sedimentbeckens kann über die tektonischen Vorgänge, die zur Beckenbildung beigetragen haben, Aufschluß geben.

Im einfachsten Fall wird die Geschichte der Absenkung des Beckenuntergrundes aus den heute vorliegenden Schichtmächtigkeiten abgeleitet (z. B. Abb. 14). Eine exaktere Erfassung der Absenkungsgeschichte erfordert darüber hinaus Korrekturen für:

1. Kompaktion

Die Mächtigkeit einer Sedimentlage nimmt mit zunehmender Überlagerung durch Verringerung der Porosität ab. Die „Dekompaktionstechnik“ versucht diesen Effekt zu eliminieren. Dabei ist für verschiedene Lithotypen eine möglichst genaue Kenntnis der Porositätsveränderung mit der Tiefe nötig. Häufig wird eine exponentielle Abnahme der Porosität mit der Tiefe angenommen (ATHY, 1930), die der Formel

$$\emptyset = \emptyset_0 e^{-cy}$$

entspricht. Dabei ist \emptyset_0 die Oberflächenporosität, c eine Lithologiekonstante und y die Tiefe der Sedimentschicht in Kilometer.

2. Paläobathymetrie

Korrekturen um unterschiedliche Wassertiefen zur Zeit der Sedimentation zu berücksichtigen.

3. Absolute Meeresspiegelschwankungen.

Auf diesem Wege wird die Gesamtsubsidenz eines Sedimentbeckens ermittelt, die sich aus zwei Komponenten zusammensetzt:

1. Tektonisch-thermische Komponente und

2. die Auflast der Beckenfüllung, die wegen ihres im Vergleich zu Wasser höheren spezifischen Gewichts, zur Absenkung des Untergrundes beiträgt.

Wie groß der Subsidenzanteil aufgrund der Sedimentauflast ist, hängt außer vom spezifischen Gewicht der Beckenfüllung auch vom isostatischen Zustand der Lithosphäre ab. Die einfachste Annahme ist, daß die vertikale Auflagerung lokal kompensiert wird (Airy Isostasie) und die Lithosphäre keine Scherkräfte überträgt.

Die in Abb. 10–13 dargestellten Subsidenzprofile wurden mit einer modifizierten Version eines von ALLEN & ALLEN (1990) vorgestellten PC-Programms unter Berücksichtigung folgender Überlegungen und Prämissen erstellt:

a. Aus dem Steirischen Tertiärbecken liegen nur wenige Angaben von *Porositätswerten* vor. Es wurde daher auf Daten aus dem benachbarten Pannonischen Becken zurückgegriffen. Dort liegen statistisch abgesicherte Daten für pelitische und psammitische Gesteine vor (DÖVÉNYI & HORVATH, 1988 a). Ihr Porositätsprofil kann durch eine exponentielle Kurve mit $\emptyset_0 = 65\%$ bzw. 47% und $c = 0,9$ bzw. $0,5$ für Pelite bzw. Psammite angenähert werden. Für Vulkanite wurde abhängig von ihrem Zersetzungsgrad eine Oberflächenporosität von 5 bis 10 % (vgl. WALACH, 1976) und ein c -Faktor von 0,0 bis 0,05 eingesetzt.

b. *Paläobathymetrische Korrekturen* sind für das Steirische Tertiärbecken aufgrund der recht einheitlichen und geringen Wassertiefe von 0 m bis maximal 200 m von untergeordneter Bedeutung. Bathymetrische Korrekturen ergeben sich allerdings durch das im Unterbadener auf Grund des Vulkanismus akzentuierte Relief, das sich unter anderem durch das Herausragen der Vulkanbereiche um Mitterlabill über das Meeresniveau bis ins Mittelbadener manifestiert. Die stärksten „bathymetrischen“ Korrekturen sind für die jüngste Hebungsphase notwendig, da die heutige Seehöhe der untersuchten Lokalitäten zwischen 200 m und 370 m schwankt.

c. Wegen des Fehlens exakter Angaben über absolute *Meeresspiegelschwankungen* im Bereich des Steirischen Tertiärbeckens wurde auf diese Korrektur verzichtet.

d. Für die *Berechnung der tektonischen Subsidenz* wurde der Einfachheit halber Airy-Isostasie angenommen, obgleich diese nur für sehr große Sedimentbecken zutrifft (vgl. ALLEN

& ALLEN, 1990). Das spezifische Gewicht von Peliten wurde mit 2680 kg/m^3 , das der Psammite mit 2660 kg/m^3 und jenes der Vulkanite mit 2650 kg/m^3 angenommen (vgl. WALACH, 1976).

e. Radiometrische oder magnetostratigraphische Altersangaben fehlen in den untersuchten Bohrungen. Die Datierungen beruhen auf paläontologischer Grundlage. Der *absolute Zeitmaßstab* für die biostratigraphischen Zonen der Zentralen Paratethys wurde STEININGER et al. (1990) entnommen.

f. Intraformationelle *Schichtlücken* wurden als Zeiten behandelt in denen weder Sedimentation noch Erosion stattfand.

g. Ein besonderes Problem stellt das Ausmaß der durch die junge Hebung bedingten *Erosion* dar. Gewisse Anhaltspunkte bieten die Inkohlungsdaten und die von WINKLER-HERMADEN (1957) herausgearbeiteten Altflächensysteme. Insbesondere das Ausmaß der quartären Erosion seit dem plio-/pleistozänen Vulkanismus läßt sich anhand des Stadelberg-Niveaus, der Hochstradener Flur und dem Niveau der postbasaltischen Aufschotterung mit ca. 250 m bis 300 m einigermaßen abschätzen. Dabei ist jedoch zu beachten, daß die genannten Fluren aufgrund radiometrischer Daten aus den Vulkaniten jünger sein müssen, als von WINKLER-HERMADEN (1957) angenommen wurde.

Für den (durch das „Jüngerwerden“ der Vulkanite) sehr langen Zeitraum vom Pannon bis zur Ablagerung der postbasaltischen Schotter nimmt WINKLER-HERMADEN (1957) eine durchschnittliche Erosion von 30 m bis 40 m an. Zumindest für den Raum Mitterlabill–St. Nikolai–St. Peter–Wiersdorf ist jedoch aufgrund der relativ hohen Inkohlung oberflächennaher Schichten mit bedeutend höheren Abtragswerten (bis 520 m während Pont und Pliozän?) zu rechnen. Diese stimmt auch mit KOLLMANNNS (1965) Annahme überein, wonach das (heute zum Großteil erodierte) Sarmat gerade in diesem Bereich besonders mächtig entwickelt gewesen sein soll.

Höhere Abtragswerte deuten sich möglicherweise auch durch das Auftreten diagenetisch gewachsener Kristallfacetten an Quarzen in oberflächlich anstehenden Pannon-Sanden an (frdl. Mitt. Prof. FENNINGER, Graz). Nach FÜCHTBAUER (1988) tritt authigenes Weiterwachsen von Quarzen in Dogger beta-Quarzsandsteinen ab einer maximalen Versenkungstiefe von 500 m bis 1000 m auf. Ähnliche Versenkungstiefen für die Pannon-Sande sind beim gegenwärtigen Kenntnisstand der Entwicklung des Beckens allerdings unwahrscheinlich.

4.2. Das Subsidenzgeschehen in den einzelnen Teilbereichen

Raum Gleisdorf (Abb. 10)

Die Absenkung des Beckenuntergrundes setzt im Raum Gleisdorf (Wollsdorf 1; Ludersdorf 1, 2; Arnwiesen 1) im Baden mit einer Senkungsgeschwindigkeit von ca. 1 cm/100a ein. Im Sarmat beschleunigt sich die Absenkung auf den zwei- bis dreifachen Wert. Pannon und Pont sind durch geringe Subsidenzraten ($0,2\text{--}0,7 \text{ cm/100a}$), Pliozän und Quartär durch Hebung gekennzeichnet.

Gnaser Becken und Leibnitzer Schwelle (Abb. 10 und 11)

Im Gnaser Becken setzt die Subsidenz lokal bereits im Otnang ein (ca. 4 cm/100a), im Karpat wird der gesamte Beckenbereich erfaßt. Die Absenkungsgeschwindigkeit beträgt an der Beckenflanke 10 cm/100a bis 17 cm/100a . Im Bereich des Beckentiefsten ist mit noch größeren Beträgen zu rechnen. Der Vergleich der relativ geringen tektonischen Subsidenz mit der Gesamtsubsidenz der Bohrungen Mitterlabill 1, Paldau 1, St. Nikolai 1,2 und Wiersdorf 1 zeigt, daß zur extrem raschen karpatischen Absenkung neben einer gewissen tektonischen

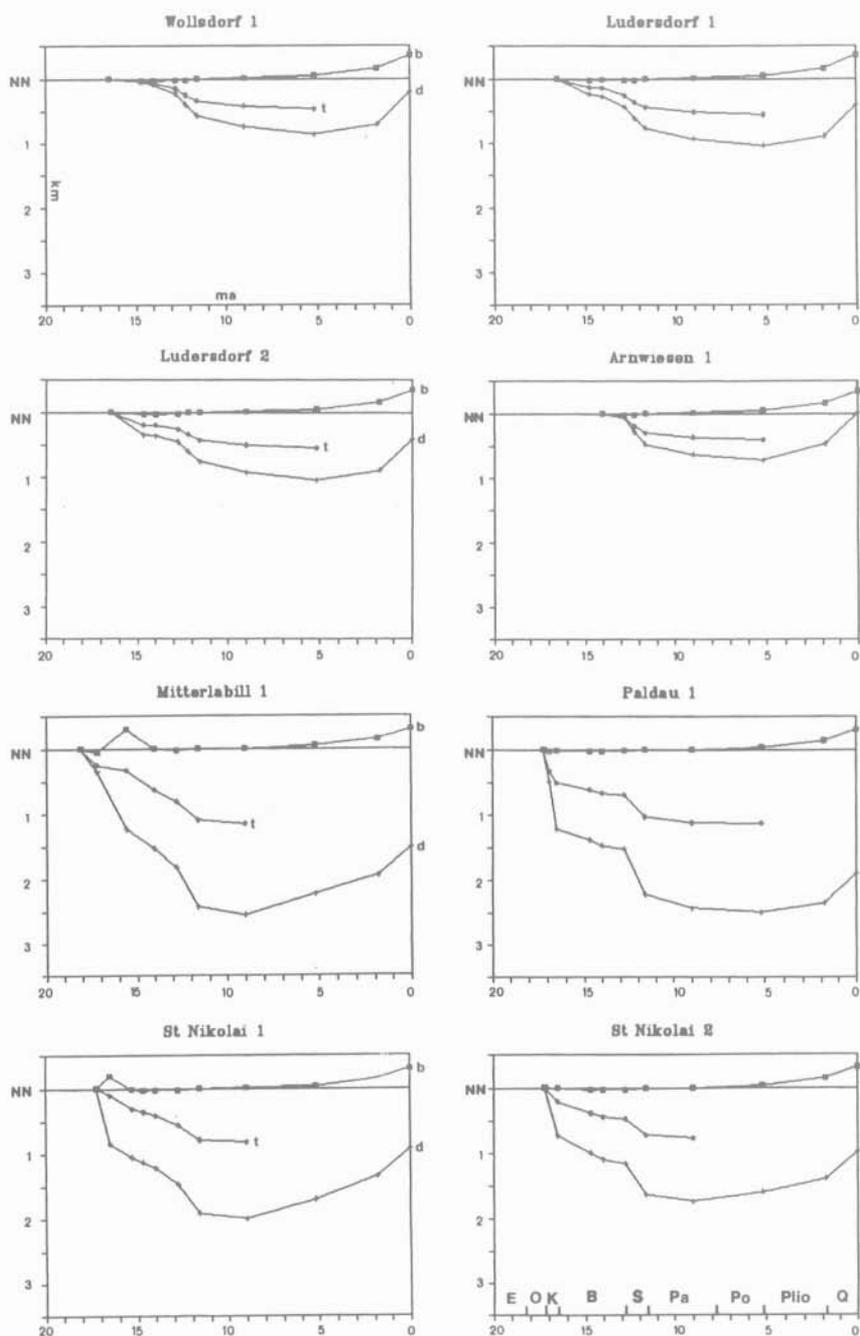


Abb. 10:
 Subsidenzprofile aus Bohrungen des Steirischen Beckens (b: Bathymetrie, t: „tektonische“ Subsidenz, d: Gesamtsubsidenz; E: Eggenburg, O: Ottwang, K: Karpat, B: Baden, S: Sarmat, Pa: Pannon, Po: Pont; Plio: Pliozän, Q: Quartär).

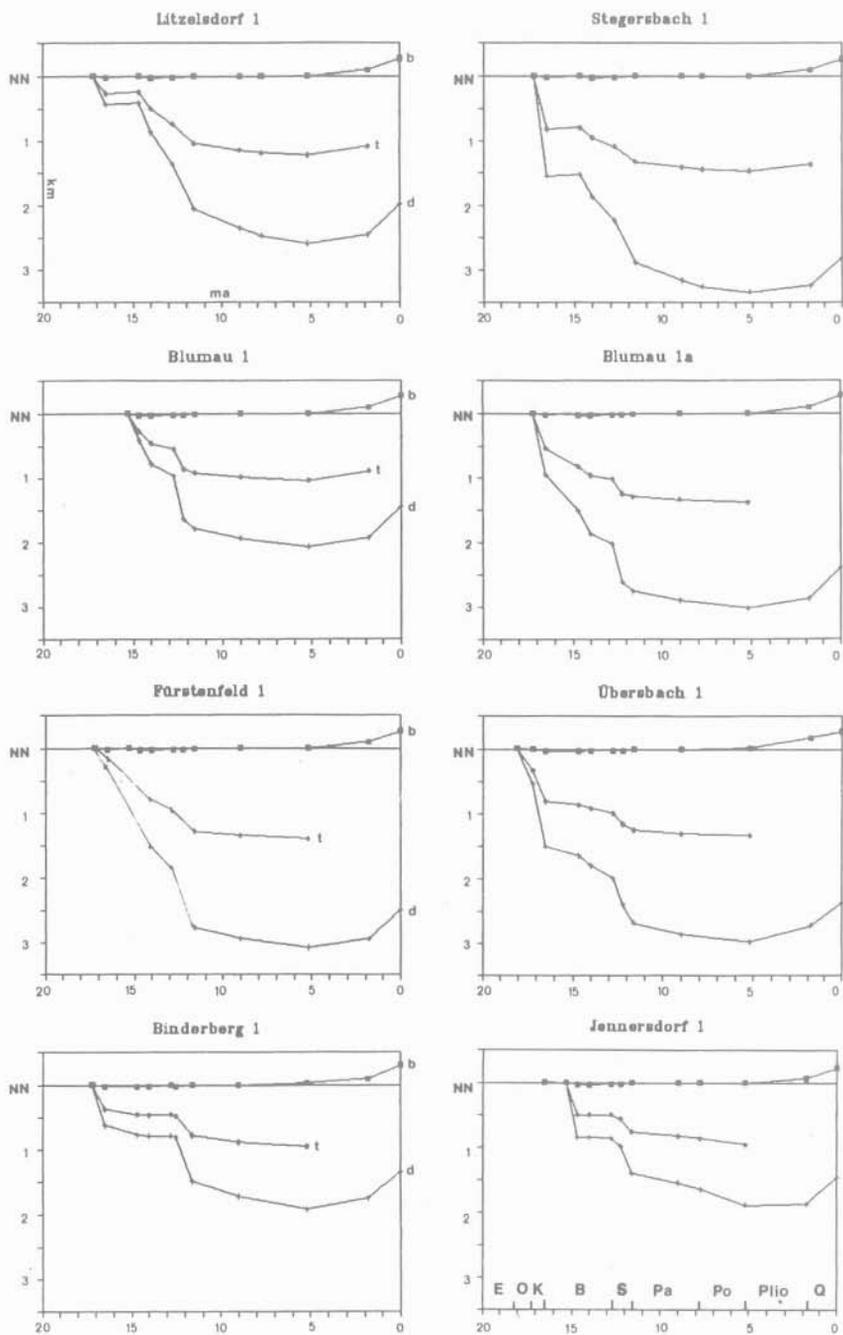


Abb. 11:
 Subsidenzprofile aus Bohrungen des Steirischen Beckens (b: Bathymetrie, t: „tektonische“ Subsidenz, d: Gesamtsubsidenz; E: Eggenburg, O: Otnang, K: Karpat, B: Baden, S: Sarmat, Pa: Pannon, Po: Pont; Plio: Pliozän, Q: Quartär).

Komponente ganz wesentlich das große Gewicht der karpatischen Vulkanitmassen beiträgt. Dies erklärt auch, daß im Gnaser Becken, im Gegensatz zu anderen Teiltrögen des Steirischen Tertiärbeckens mit ähnlich rascher karpatischer Absenkung (Senke von Mureck, Fürstenfelder Becken), Bruchzonen nur eine untergeordnete Rolle spielen. Möglicherweise spielt für die rasche Absenkung auch das Entleeren der Magmenkammer unterhalb des Gnaser Beckens eine gewisse Rolle. Die Präsenz einer seicht liegenden Magmenkammer wird durch das Inkohlungsbild angedeutet (siehe Kapitel „8. Geothermische Entwicklung des Steirischen Tertiärbeckens“).

Im Baden verlangsamt sich einerseits die Absenkung (0,8–2,7 cm/100a), andererseits wird nun auch der Bereich der Leibnitzer Schwelle (z. B. St. Peter 1) in die Absenkung mit einbezogen. Das Unterpannon ist durch geringe Subsidenz (< 1 cm/100a) gekennzeichnet. Ab dem Mittelpannon hebt sich der Bereich Mitterlabill–St. Nikolai–St. Peter–Wiersdorf. Im Bereich Paldau setzt die Hebung später ein.

Senke von Mureck, südl. Südburgenländische Schwelle (SBS; Abb. 11)

In diesem Bereich setzt die Absenkung des Beckenuntergrundes gleichfalls bereits im Otnang ein. Die heutige Beckenkonfiguration ist spätestens im Karpat gegeben. Die Absenkungsgeschwindigkeit beträgt auch hier über 10 cm/100a. Die an der Beckenflanke gelegenen Bohrungen Mureck 1 und Perbersdorf 1 weisen etwas geringere Absenkungsraten auf. Im Baden verlangsamt sich die Absenkung wie im gesamten Steirischen Tertiärbecken. Gleichzeitig weitet sich der durch Absenkung betroffene Raum aus. Es wird nun auch die südliche SBS (z. B. Radochen 1) abgesenkt bzw. überflutet. (Inwieweit dafür Subsidenz oder ein Ansteigen des Meeresspiegels verantwortlich ist, kann nicht schlüssig nachgewiesen werden). Die Absenkungsgeschwindigkeit ist mit ca. 0,5–1,0 cm/100a jedenfalls recht gering. Im Gegensatz zu anderen Gebieten des Steirischen Tertiärbeckens, wo es im Sarmat zu einem neuerlichen Aufleben der Subsidenz kommt, bleibt der Bereich der Senke von Mureck im Sarmat relativ stabil.

Fürstenfelder Becken, Senke von Weichselbaum (Abb. 11 und 12)

Die Subsidenz setzt im Fürstenfelder Becken im Bereich Übersbach im Otnang (6 cm/100a) ein und verstärkt sich im Karpat. Das Hauptsenkungsgebiet befindet sich im Fürstenfelder Becken zwischen den Bohrungen Stegersbach Therm 1 (> 20 cm/100a) und Walkersdorf 1 (14 cm/100a). Die Umgebung der Bohrung Binderberg 1 wird im Karpat gleichfalls kräftig abgesenkt (9 cm/100a), die Pforte von Weichselbaum dürfte dagegen noch landfest geblieben sein (vgl. Abb. 16). Im Baden wird der Bereich Waltersdorf 1, Blumau 1 und die Senke von Weichselbaum in die Absenkung mit einbezogen. Das Fürstenfelder Becken bildet im Baden mit Absenkungsgeschwindigkeiten des Beckenuntergrundes bis zu 4,3 cm/100a das Subsidenzzentrum des Steirischen Beckens. Nach lokalen Schichtlücken im Bereich Oberbaden-Sarmat folgt im Sarmat eine rasche, großräumige Absenkungsphase (5–6,5 cm/100a). Das Zentrum der Subsidenz liegt wiederum im Raum Fürstenfeld mit Spitzenwerten bis zu 8 cm/100a. Im Unterpannon wird in den nordöstlichen Bohrungen (Litzelsdorf 1, Stegersbach Therm 1) eine maximale Absenkungsgeschwindigkeit von 1 cm/100a erreicht. Die Senke von Weichselbaum (Jennersdorf 1) wird noch im Pont durch Absenkungsgeschwindigkeiten von ca. 1 cm/100a charakterisiert.

Nördliche Südburgenländische Schwelle (Abb. 13)

Das Subsidenzgeschehen im Bereich der nördlichen SBS (Bachselten 1, Güssing 1) beginnt erst im Obersarmat und erreicht im Pannon und Pont sein größtes Ausmaß.

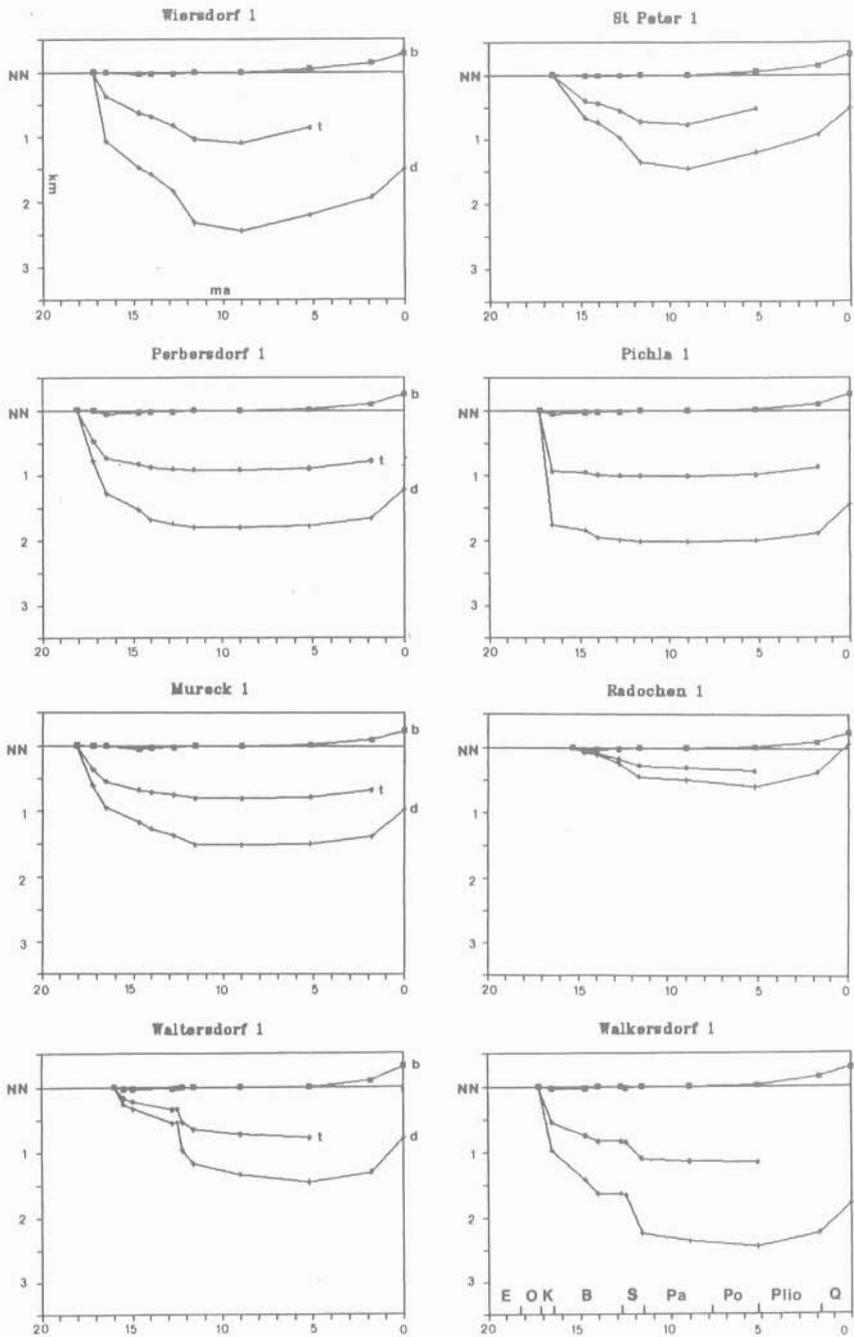


Abb. 12:
 Subsidenzprofile aus Bohrungen des Steirischen Beckens (b: Bathymetrie, t: „tektonische“ Subsidenz, d: Gesamtsubsidenz; E: Eggenburg, O: Ottnang, K: Karpat, B: Baden, S: Sarmat, Pa: Pannon, Po: Pont; Plio: Pliozän, Q: Quartär).

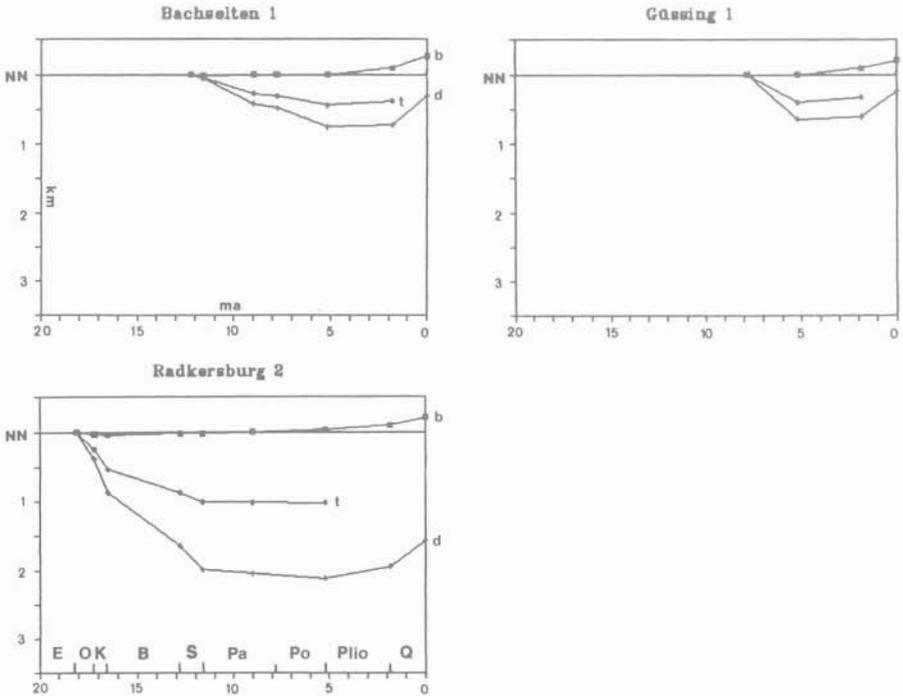


Abb. 13:
Subsidenzprofile aus Bohrungen über der nördlichen Südburgenländischen Schwelle und dem Raabgraben (b: Bathymetrie, t: „tektonische“ Subsidenz, d: Gesamtsubsidenz; E: Eggenburg, O: Ottlang, K: Karpat, B: Baden, S: Sarmat, Pa: Pannon, Po: Pont; Plio: Pliozän, Q: Quartär).

Raabgraben (Abb. 13)

Der Bereich Radkersburg wird durch recht gleichmäßige Absenkung vom Ottlang bis ins Sarmat charakterisiert. Obgleich die Absenkungsgeschwindigkeit von 7 cm/100 a (Karpat) bis 2,1 cm/100 a (Baden) variiert, können ähnlich sprunghafte Veränderungen des Subsidenzverhaltens, wie sie in großen Teilen des Steirischen Tertiärbeckens auftreten, nicht beobachtet werden.

Abb. 14 mit den kumulativen Sedimentmächtigkeiten zeigt das verschiedenzeitige Einsetzen der Sedimentation und das unterschiedliche Subsidenzverhalten in einzelnen Teilbereichen des Steirischen Beckens und in benachbarten Räumen.

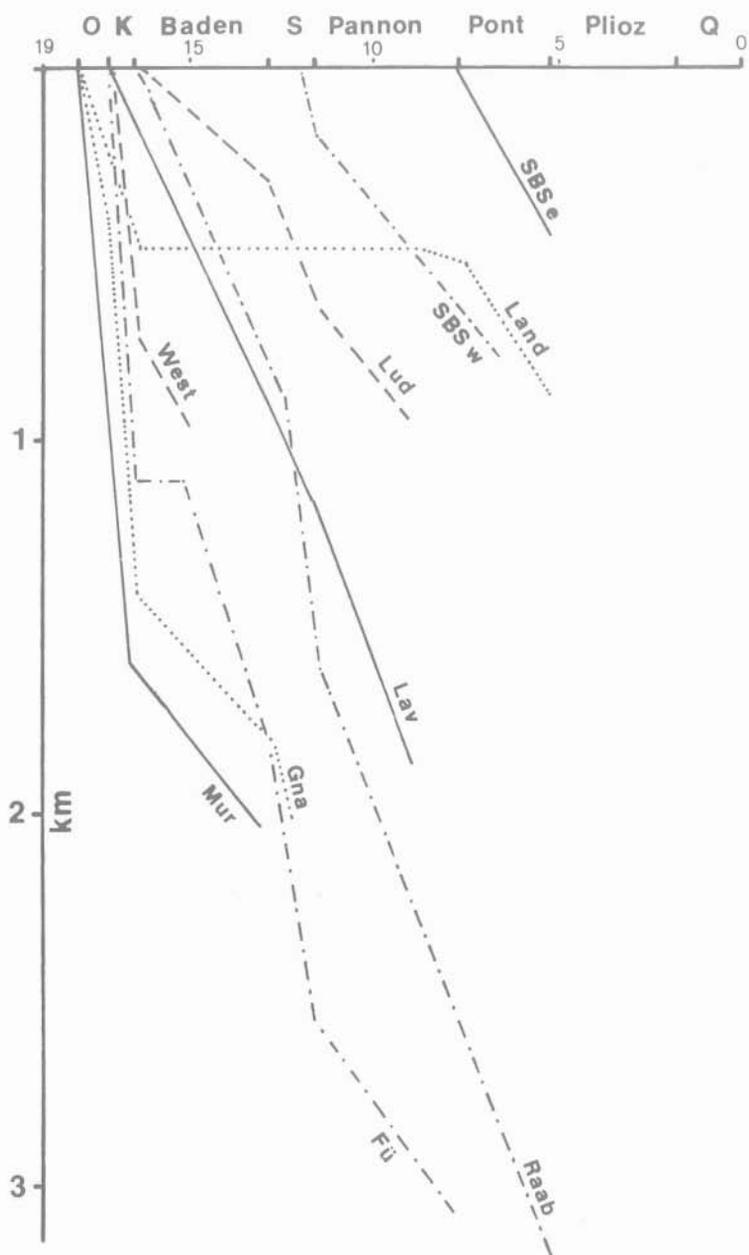


Abb. 14:
 Kumulative Sedimentmächtigkeiten im untersuchten Gebiet (Mur: Senke von Mureck; West: Weststeirisches Becken; Gna: Gnaser Becken; Fü: Fürstenfelder Becken; Raab: zentraler Raabgraben; Lav: Lavanttal (St. Stefaner Teilbecken); Lud: Bereich Gleisdorf; Land: Landseer Bucht; SBSw: westliche Südburgenländische Schwelle (Bachtelten, Neuhaus); SBSe: östliche Südburgenländische Schwelle (Güssing).

5. Sedimentationsgeschichte und Paläogeographie

5.1. Steirisches Becken

Der miozäne Sedimentationszyklus setzt am Alpenostrand im Ottngang ein. Diesem ging eine der Erosion und Verwitterung ausgesetzte Festlandsperiode und im Obereozän eine Flachmeertransgression von Osten über ein schon teilweise bis in tiefere Stockwerke erodiertes alpines Deckengebäude voraus. Erosionsrelikte (Wimpassing/Leitha) und kaum-wenig transportierte Eozänkalkgerölle in Blockschottervorkommen von Kirchberg am Wechsel (EBNER et al., 1991), den Oberen Auwald-Schottern der Landseer Bucht, sowie möglicherweise auch in den Eckwirt-Schottern der Stallhofener Bucht (WINKLER-HERMADEN, 1951 b; FLÜGEL, 1975 a), den Arnfelder Konglomeraten und in Teilbereichen der Norischen Senke (JACOBSEN, 1932, WINKLER-HERMADEN, 1950) zeigen die ehemals weite Verbreitung marinen Eozäns am Alpenostrand an.

5.1.1. Ottngang (Abb. 15)

Obertags sind Sedimente des Ottngangs als Radl-Wildbachschutt, Untere Eibiswalder Schichten und Schichten von Naas bekannt (KOLLMANN, 1965; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Im Oststeirischen Becken wurde in den Bohrungen Mitterlabill 1, Perbersdorf 1, Mureck 1, ? Pichla 1 und Übersbach 1 eine maximal 540 m mächtige limnische Serie mit bituminösen und teilweise Kohle führenden Mergelsteinen erbohrt. In den hangenden Anteilen schalten sich konglomeratische Lagen ein.

Roterdevorkommen sind an der Basis der tertiären Abfolgen weit verbreitet. Obertags sind sie aus dem Liegenden der Radl-Schotter (KIESLINGER, 1927; WINKLER-HERMADEN, 1929b, c), den Schichten von Naas N Weiz (vgl. FLÜGEL 1975 a) und in Form der Zöberner Brekzie aus der Friedberg-Pinkafelder Bucht bekannt. Sie werden aufgrund ihrer Mineralparagenese als unter Bedingungen der Roterdeverwitterung entstandene Bodenbildungen im sommertrockenen Klima gedeutet (WIESENER in KOLLMANN, 1965).

Am südwestlichen Beckenrand folgen über den Roterden die feinklastischen Basisschichten des Radlgebirges (WINKLER-HERMADEN, 1927 a; 1929c), im Beckeninneren die bereits genannten limnischen Abfolgen mit bituminösen und Kohle führenden Mergeln. Darüber sind in beiden Bereichen coarsening upward Trends festzustellen. Am südwestlichen Beckenrand führt dies zur Bildung des Radl-Wildbachschutts mit Komponenten bis m³-Größe und im Beckeninneren zu konglomeratischen Lagen mit Komponenten-größe bis 10 cm.

Die Anlieferung der Komponenten erfolgte im SW von der Koralpe, der zentrale Teil des Beckens bezieht sein Geröllmaterial mit paläozoischen und mesozoischen Kalken, Lyditen, Quarziten, Marmoren und Gneisen aus dem S bis SE (KOLLMANN, 1960). In den Schwermineralspektren der Bohrung Übersbach 1 dokumentiert sich eine Änderung des Liefergebiets: In den tieferen Schichten herrscht Einschüttung aus dem Kristallin, in den höheren Anteilen Zufuhr aus dem Mesozoikum Ungarns vor (WOLETZ in KOLLMANN, 1965).

Überlagert wird der Radl-Wildbachschutt von den wiederum feinklastischen Unteren Eibiswalder Schichten, die eine zyklische Entwicklung zeigen (NEBERT, 1983b). Die Zyklen (Wuggauer und Habischegger Zyklus) weisen je eine fluviatile, fluviatil/limnische und limnische Phase auf, wobei in der fluviatil/limnischen Faziesentwicklung stets ein Kohle führendes Telmatikum entwickelt ist. Die Basis des nächstfolgenden Eibiswalder Zyklus (unter dem Eibiswalder Kohlenflöz) bildet das Hangende der Unteren Eibiswalder Schichten, die ebenfalls noch dem Ottngang zugerechnet werden.

Die Mächtigkeit des steil aufgerichteten Otnangs am Rand des SW-Steirischen Beckens ist enorm. Die für die Radl-Schotter angegebenen Werte schwanken zwischen 1000 und 2000 m; für die Unteren Eibiswalder Schichten sind Mächtigkeiten bis 1000 m angegeben.

Möglicherweise sind die Tuff-freien Anteile der Sinnersdorf-Fm. in der Friedberg-Pinkfelder Bucht ebenfalls dem Otnang zuzuordnen.

5.1.2. Karpat (Abb. 16)

Überblick

Neben der SBS beginnt sich nun auch die Mittelsteirische (= Sausal) Schwelle als Hochzone abzuzeichnen. NEUBAUER & GENSER (1990) erklären dies durch eine Kippung von Grundgebirgsschollen nach E, wodurch eine Asymmetrie der Becken mit nach E verschobenen Depotzentren entsteht. Im Anschluß an den in ähnlicher Weise rotierten Sausalpenblock mit dem nach E auflagernden Lavantaler Tertiär ist für das Steirische Becken die Rotation zweier Krustenblöcke von Bedeutung:

1. Korallenblock mit dem ihm auflagernden Weststeirischen Becken.
2. Sausal (Mittelsteirische Schwelle) mit dem bis zur SBS anschließenden Oststeirischen Becken.

Karpat ist obertags im Weststeirischen Becken und NE Hartberg dem Beckenrand entlang, \pm zusammenhängend bis in die Landseer Bucht in limnisch/fluviatiler Fazies anzutreffen. Die Schüttung dieser klastischen Serien in den sich vor dem heutigen Grundgebirgsrand ausbildenden Senkungszonen erfolgte in Richtung des heutigen Beckens. S und E der Mittelsteirischen Schwelle und im Fürstenfelder Becken ist es marin ausgebildet. Nördlich der Bohrungen Mitterlabill 1, Walkersdorf 1 und Blumau 1a ist kein Karpat bekannt. Auch der Bereich der SBS ist heute frei von Karpat-Sedimenten.

Eine besondere Note erfährt das Steirische Becken durch einen im Karpat aufflammenden sauren bis intermediären Vulkanismus mit gewaltigen Vulkanbauten über das Meeressniveau im Bereich Perbersdorf-Mitterlabill-Paldau-Gleichenberg. Von diesen ist heute lediglich der Bereich der Gleichenberger Kogeln obertags aufgeschlossen (vgl. Kapitel „7. Magmatismus“).

Verstärkte Absenkung in Verbindung mit einer aus dem westlichen Raabgraben (= Murbecken sensu KOLLMANN, 1965) erfolgenden Transgression in das Gnaser und Fürstenfelder Becken bringen eine morphologisch-strukturelle und fazielle Gliederung des Sedimentationsraumes mit sich, aus dem sich die Mittelsteirische Schwelle als Hochzone abzeichnet.

Detailldarstellung

Obertägige Karpatvorkommen finden sich im Weststeirischen Becken im Bereich von Eibiswald (Mittlere und Obere Eibiswalder Schichten) und Köflach/Voitsberg. Im Raum Eibiswald ist es in Form zweier, eher feinklastischer, limnisch/fluviatiler Sedimentationszyklen (Eibiswalder und Wieser Zyklus) mit ausgeprägten Kohle führenden telmatischen Phasen in einer Gesamtmächtigkeit von ca. 800 m ausgebildet (KOLLMANN, 1965; NEBERT, 1983b; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Äquivalente zu den o. g. Anteilen der Eibiswalder Schichten bildet die Kohle führende Formation von Köflach/Voitsberg mit 300 m mächtigen Feinsedimenten, die in mehreren, von Schwellen getrennten Mulden vier Flözhorizonte aufweisen (POHL, 1976; FLÜGEL, 1975; WEBER & WEISS, 1983)

Eine mindestens 170 m mächtige limnische Deltabildung unter Roterden an der Basis badenischer Sedimente tritt in Form des Stiwoller Konglomerates (ausschließlich mit Paläozoikums-Karbonatgeröllen!) am Grundgebirgsrand der Stallhofener Bucht auf (EBNER, 1983).

Zwischen den Kohle führenden Bereichen von Köflach/Voitsberg und Eibiswald sind präbadensische Sedimente aus Bohrungen bekannt (Krottendorf 1, Söding 1, Mooskirchen 1, GKB-Bohrungen zwischen Stainz und Deutschlandsberg). In den erstgenannten drei Bohrun-

gen sind basale Roterdehorizonte und Kristallingeröll führende Grobschotter und Konglomerate weit verbreitet. Darüber folgen feinklastische, eher limnische Schichten mit lagenförmigen Einschaltungen von Bentoniten (KOLLMANN, 1965; FLÜGEL, 1975 a). Die stratigraphische Zuordnung dieser Schichten und ihre Abgrenzung gegen allfällige badenische Sedimente ist hier ebenso problematisch wie in den GKB-Bohrungen des Bereiches Stainz-Deutschlandsberg.

Das Weststeirische Becken wird durch E-W verlaufende Schwellen im Bereich von Wies und Stainz in drei Teilbecken gegliedert. Die Grenze im E bildet auch obertags die Mittelsteirische Schwelle. Die Teilbecken von Eibiswald und St. Florian sind annähernd gleich tief (800–900 m); das Teilbecken von Lieboch zeigt Tiefenwerte um 1000 m. Eine Eigenschaft der Becken ist ihre Asymmetrie mit flacheren W- und einer gegen die Hochzone der Mittelsteirischen Schwelle ansteigenden, steileren E-Flanke (KRÖLL in KRÖLL et al., 1988).

Die Anlage dieser Sedimentationszonen erfolgte im Ottang und Karpat in einer beckenwärts progressiv einsinkenden Senkungszone zwischen dem heutigen Grundgebirgsrand und der Westflanke der Mittelsteirischen Schwelle (vgl. dazu FLÜGEL in KRÖLL et al., 1988), die sich im Zuge der o. g. Schollenkipfung als synsedimentäre Abschiebung herausbildete.

Gemeinsam mit dem Ottang ergibt sich im Südweststeirischen Becken eine vom Grundgebirge N-fallende, dachziegelartige Lagerung mit allmählicher Schichtverflachung, wobei die ältesten und am steilsten aufgerichteten Schichten die südlichste, dem Grundgebirge nächste Position einnehmen. Daraus resultiert eine die Beckentiefe bei weitem überschreitende Schichtmächtigkeit. Fazielle Merkmale und Schüttungsrichtung deuten auf eine syntektonische Sedimentation. Die Heraushebung des Remschnigg und der südlichen Koralpe als Liefergebiete für die klastischen Gesteine ist dabei vermutlich im Zusammenhang mit Lateralbewegungen und Transpressionsvorgängen im steirisch/slowenischen Grenzgebiet zu sehen.

Im Karpat erfolgt im Zuge der später beschriebenen Extensionstektonik (vgl. Kapitel „6. Tektonik“) die stärkste individuelle Absenkung einzelner Teilbereiche des Oststeirischen Beckens und damit die schrittweise Ausgestaltung des heute morphologisch stark differenzierten Beckenbasements.

Der Bereich zwischen Mittelsteirischer und SBS wird nun von der Auersbacher Schwelle (E Gleisdorf–Feldbach–Dreiländereck) in das Gnaser und das östlich situierte Fürstenfelder Becken getrennt. Das aus dem Süden und Südosten aus dem westlichen Raabgraben (Murbecken) durch die Senke von Mureck ingredierende Meer stößt in das Gnaser Becken bis N Mitterlabill vor und erreicht schließlich unter Umgehung der Vulkankomplexe im N vermutlich auch das Fürstenfelder Becken. KOLLMANN (1965) und FUCHS (1980) postulieren eine weitere Meeresstraße geringer Effizienz im Bereich der Weichselbaumer Senke durch die SBS in das Zala-Becken. Bis dato konnte eine derartige Verbindung durch die Sedimentverteilung in den Bohrungen nicht nachgewiesen werden.

Eine weitere Untergrundschwelle, die E-W orientierte Leibnitzer Schwelle, scheint nun am S-Rand des Gnaser Beckens in Erscheinung zu treten. Zusätzlich bildet sich zwischen der Leibnitzer und SBS die Senke von Mureck aus.

NE der Auersbacher Schwelle ist im Fürstenfelder Becken eine neue Sedimentationszone nach NE mindestens bis in den Bereich Litzelsdorf nachweisbar. Diese Zone ist an eine NNE–SSW streichende Grabenstruktur gebunden. Im W und E ist diese Grabenzone von synsedimentären Bruchstrukturen gegen landfeste Bereiche abgegrenzt (vgl. KRÖLL et al., 1988).

Für eine zusätzliche Akzentuierung des Reliefs sorgt der nun auflebende saure bis intermediäre Vulkanismus mit Ausbruchszentren direkt auf dem Grundgebirge der Auersbacher Schwelle und Zufuhrschloten, die im Bereich des Gnaser Beckens an N-S-Störungssysteme gebunden sind. Bohrungen und geophysikalische Untersuchungen zeigen diese Vulkanite als ein im Raum Mitterlabill–Paldau–Gleichenberg–Perbersdorf–St. Nikolai zusammenhängendes und von jüngeren Tertiärsedimenten bis auf die Spitzen der Gleichenberger Kogeln bedecktes Vulkanbauwerk. Im Gnaser Becken durchbrechen die Zufuhrschlote auch Tertiär.

Hier überlappen die Vulkanite der Schildvulkanflanken marine Sedimente, wodurch sich biostratigraphische Datierungsmöglichkeiten ergeben (KOLLMANN, 1965; KRÖLL et al., 1988). Zur Petrographie und Geochemie der karpatisch-unterbadischen Vulkanite vgl. Kapitel „7. Magmatismus“.

Die geschilderte Beckenkonfiguration bringt folgende fazielle Differenzierung mit sich:

Der Bereich der südlichen SBS (Jennersdorf 1, Radochen 1) ist nach Westen mindestens bis in den Bereich von Radochen landfest. Die Senke von Mureck (Mureck 1, Pichla 1, Perbersdorf 1) zeigt Mächtigkeiten von 300–400 m im Raum Mureck und Perbersdorf. Noch größere Mächtigkeiten sind um Pichla 1 zu erwarten, wo Ottang und Karpat gemeinsam rd. 1500 m besitzen. Unter Berücksichtigung der maximalen bekannten Ottang-Mächtigkeiten (Perbersdorf 1 mit 526 m) verbleiben somit für das Karpat ca. 1000 m. Von der Leibnitzer Schwelle sind mit St. Peter 1 nur 130 m Vulkanite erbohrt. Das Gnaser Becken (St. Nikolai 1, 2, Wiersdorf 1, Mitterlabill 1 und Paldau 1) stellt den zentralen Teil der hier über 1000 m mächtigen vulkanischen Entwicklung dar. Mitterlabill 1 durchörtert, 730 m mächtig, die Flanke des Vulkans an der marine Sedimente mit Vulkaniten verzahnen.

Das Gnaser Becken und die Senke von Mureck ist somit das Verbreitungszentrum der hochmarinen Bildungen des Steirischen Schliers, der nach E mit den Vulkaniten verzahnt. Weiter westlich ist Steirischer Schlier auch obertags bei Annäherung an die Mittelsteirische Schwelle und die Windischen Büheln anzutreffen. Von hier aus griff eine mit Schlier-sedimenten erfüllte Meeresbucht etwa bis Arnfels zwischen das Grundgebirge (Sausal im N, Pobruck im S) ein. Als Randfazies bildeten sich die 200 bis 300 m mächtigen Arnfelder Konglomerate, die einerseits Eibiswalder Schichten überlagern und andererseits mit dem Schlier verzahnen. Die Arnfelder Konglomerate werden noch im Karpat von den 150 m mächtigen, Kohle führenden, marinen Leutschacher Sanden überlagert (FLÜGEL & HERITSCH, 1968). Interpretiert werden die Arnfelder Konglomerate (zyklische Folge von Konglomeraten, tonigen Sandsteinen und Mergeln) als fluviatile Schutt- und Deltabildungen, deren Geröllkomponenten (darunter Eozänkalke, mesozoische Karbonate, Porphyre, Grödener Sandsteine) als „Carinthisches Delta“ (WINKLER-HERMADEN, 1929b) aus dem SW eingeschüttet wurden (KOLLMANN, 1965; KOPETZKY, 1957; WINKLER-HERMADEN, 1927 a; 1929b).

Der Sedimentbestand des Fürstenfelder Beckens setzt sich überwiegend aus polymikten Konglomeraten mit teilweise dm-großen Komponenten in einer tonig/mergeligen, tlw. rötlichen Matrix (= Konglomeratreiche Gruppe) zusammen. Die Komponenten-Einschüttung mit Kristallin und paläozoischen Karbonaten erfolgte im Bereich Blumau 1 a aus dem Norden; dem steht im Bereich Übersbach eine Anlieferung mesozoischen Karbonatmaterials aus dem Transdanubischen Mesozoikum gegenüber (KOLLMANN, 1965; FLÜGEL in KRÖLL et al., 1988; EBNER, 1988).

Keimzelle des Fürstenfelder Beckens war bereits im Ottang jene Senke in der sich im Bereich Übersbach limnische Sedimente abgelagert hatten. Eine Abtrennung gegen das limnische, in den hangenden Teilen ebenfalls konglomeratische Ottang ist, zumal ein vergleichbares Geröllspektrum vorliegt, schwierig. Spärliche Mikrofaunen setzen erst innerhalb der karpatischen Konglomerate ein und deuten auf brachyhalines Milieu (KÜPPER, 1959; KOLLMANN, 1965).

Die verstärkte Subsidenz des Fürstenfelder Beckens wird durch die große Mächtigkeit (Stegersbach Therm 1: ca. 850 m) der Konglomeratreichen Gruppe angezeigt. Ähnliche Subsidenzverhältnisse dürften aber auch westlich der Auersbach-Schwelle im zentralen Gnaser Becken geherrscht haben, wo die Gipfel der über 1000 m mächtigen Vulkanbauten im Unterbad bereits teilweise wieder von marinen Sedimenten bedeckt wurden.

Das eingeschränkt marine Milieu des Fürstenfelder Beckens leitet über lagunäre Stadien (FUCHS, 1980) N Litzelsdorf in den limnisch/fluviatilen Ablagerungsbereich der Friedberg-Pinkafelder Bucht über. Ein 2 m mächtiges Kohleflöz in Stegersbach Therm 1 als küstennahe Kohlebildung paßt gut in dieses Bild.

Die Schichtfolgen der Friedberg-Pinkafelder Bucht setzten über der Zöberner Brekzie mit der Sinnerdorf-Fm. ein, die als kontinentale Entwicklung in ihrer Verbreitung nicht von

neogenen Bruchstrukturen kontrolliert wird, sondern als vermutlich geschlossene Decke den gesamten Nordostsporn der Zentralalpen umhüllte (PAHR, 1984). Diese Entwicklung läßt sich heute aus der Friedberg-Pinkafelder Bucht N der Rechnitzer Schieferinsel vorbei bis in die Landseer Bucht verfolgen.

Mächtigkeitsschätzungen für die Friedberg-Pinkafelder Bucht liegen bei 600 m (PAHR, 1984). Interpretiert wird die Sinnersdorf-Fm. als rhythmisch aufgebaute fluviatile Schutt-Kies-Sand-Folge mit fining upward Tendenz, in die vor allem im steirischen Raum Lagen vulkanischer Tuffe eingeschaltet sind (EBNER, 1981; EBNER & GRÄF, 1977 a; 1982; NEBERT, 1985).

Charakteristisch ist der Reichtum an chemisch zersetzten Kristallingeröllen; Schwermineraluntersuchungen und eine daraus resultierende Trennung limnisch/fluviatiler und fluviatiler Phasen innerhalb dieser Zyklen wurden von NEBERT (1985) durchgeführt. Eine im Vergleich zu jüngeren klastischen Schichten geringere Epidot-Häufigkeit ist mit dem erst später erfolgten Auftauchen des Rechnitzer Pennins zu erklären (BUDA, 1979; PAHR, 1960). Grobklastika (m^3 -große Komponenten der Grobgneis- und Wechsel-Serie) in einer feinsandig-schluffigen Matrix finden sich innerhalb dieser Serie in den Sinnersdorfer Konglomeraten (HOFFMANN, 1877) und in eingeschalteten Wildbach- und Murensedimenten (PAHR, 1960).

Im Hangenden verzahnen die Grobklastika örtlich (z. B. W Sinnersdorf) mit geröllfreien feinklastischen Sedimenten. Dies führte mehrfach zur Annahme eines kontinuierlichen Überganges der fluviatilen Sinnersdorf-Fm. in marines Baden, bzw. einer teilweise marinen Ausbildung der Sinnersdorf-Fm. (GEUTEBRÜCK, 1978; WINKLER-HERMADEN, 1927b, 1933a). PAHR (1984) verweist jedoch ausdrücklich auf den deutlichen Gegensatz zwischen der tektonisch stark gestörten Sinnersdorf-Fm. und den selten steiler als 30 Grad einfallenden jüngeren Schichten. Er vertritt daher eine regionale Diskordanz zwischen Karpat und Baden und eine Alterszuordnung der Sinnersdorf-Fm. in das Karpat (vgl. dazu auch EBNER, 1981; EBNER & GRÄF, 1977 a contra GEUTEBRÜCK, 1978).

5.1.3. Baden (Abb. 17)

Überblick

Im Grenzbereich Karpat/Baden wird die individuelle Differenzierung der einzelnen Teilbecken von einer alle Sedimentationszonen erfassenden Absenkung abgelöst. Für weiträumige Diskordanzen an der Basis des Baden wird die Steirische Phase (STILLE, 1924) verantwortlich gemacht, die nach FRIEBE (1990a; 1991b) bereits im obersten Karpat erfolgte und bei der große Krustenblöcke gekippt und anschließend erodiert wurden.

Marine Ingressionen führen danach zu einer Überflutung der zuvor bestehenden Untergrundsschwellen, weiter Teile der Vulkanbauten und einer Ausweitung des marinen Raumes nach Norden und Westen. In der hohen Lagenidenzone ist der Höchststand der marinen Überflutung erreicht. Neben dem gesamten Gnaser Becken wird nun auch die Florianer Bucht des Weststeirischen Beckens und die Friedberg-Pinkafelder Bucht bis in den Bereich von Tauchen in den reichlich differenzierten Ablagerungsraum einbezogen. Die nördliche SBS bleibt bis zur Pforte von Weichselbaum landfest, der Raabgraben bildet einen Kanal zwischen der SBS und der Westpannonischen Landmasse. Die im Baden erfolgende Faziesdifferenzierung folgt sicherlich überregionalen Trends, wengleich in einem wie hier vorliegenden Flachmeerbereich bereits geringste bathymetrische Veränderungen weitreichende Auswirkungen haben. Die im Unterbaden beginnende Heraushebung des umrahmenden Grundgebirges bewirkt eine kräftige Reliefbelebung mit randlichen Blockschuttbildungen. Die vulkanischen Aktivitäten verlagern sich im Oststeirischen Becken schwerpunktmäßig nach N in den Raum Ilz/Walkersdorf; weitere Aktivitäten sind aber auch von Weiten-dorf/Wundschuh, Retznei und Aschau bekannt.

Detaildarstellung

Die nach der Steirischen Phase aus dem mehrmaligen Wechselspiel von Transgression und Regression resultierende fazielle Differenzierung des Badens im Bereich der Mittelsteirischen Schwelle wird von FRIEBE (1990a, b; 1991a) klar aufgezeigt, wobei gleichzeitig auch eine lithostratigraphische Neugliederung dieses Bereiches durchgeführt wurde.

Das im Bereich der Mittelsteirischen Schwelle gebildete Hauptsediment sind flachmarine Siliziklastika, die mit den darin auftretenden Leithakalk Vorkommen zur Weißenegg-Fm. zusammengefaßt werden; zeitweilig auftretende Schuttfächer von der Sausalinsel werden als Fastkogel-Member (oberstes Karpat, Untere Lagenidenzone) bezeichnet. Die Weißenegg-Fm. beinhaltet aber auch die Spielfelder Sande und Spielfelder bzw. Gamlitzer Mergel und Tegel, die nicht mit dem karpatischen Steirischen Schlier zu verwechseln sind (FRIEBE, 1990a).

Eine marine grobklastische Entwicklung (Kreuzberg-Fm.) mit örtlicher Beeinflußung durch die Leithakalke (Ottenberg-Member) tritt in der Gamlitzer Bucht auf, wobei der Urler-Blockschutt (WINKLER-HERMADEN, 1926) der Kreuzberg-Fm. zugezählt wird (FRIEBE 1990a).

Westlich der Mittelsteirischen Schwelle finden sich flachmarine feinklastische, mitunter makrofossilreiche (z. B. Pölsmer Mergel) Sedimente, die bislang als Florianer Schichten zusammengefaßt und dem Baden zugeordnet wurden (KOPETZKY, 1957; KOLLMANN, 1965; FLÜGEL & HERITSCH, 1968). Auch die makrofossilreichen, z. T. Tuff-führenden und den Shoshonit von Weitendorf umschließenden Sedimente gelten als unteres Baden (Lagenidenzone) (FLÜGEL et al., 1952; KOPETZKY, 1957; EBNER & GRÄF 1977b; KRÄINER, 1987c).

Die Florianer Schichten sieht FRIEBE (1990a) lediglich als informelle Einheit an und kündigt eine eventuelle Vereinigung mit der Weißenegg-Fm. im Zuge einer Neubearbeitung an.

Die magmatische Aktivität des Unterbadens dokumentiert sich in diesem Bereich neben den Vulkaniten von Weitendorf/Wundschuh in einer Vielzahl vulkanischer Aschenlagen, die teilweise in Bentonite umgewandelt sind. Soweit ihre Einstufung biostratigraphisch möglich ist, fallen sie in den Zeitraum des unteren Baden (Lagenidenzone) und entsprechen somit exakt den in Walkersdorf 1 erbohrten und biostratigraphisch datierten Baden-Vulkaniten. Dazit-Gänge, die unterbadensische Tonmergel durchschlagen, sind aus Retznei bekannt (HAUSER, 1951; FLÜGEL & HERITSCH, 1968; FRIEBE, 1990a).

Eine Diskrepanz zu den oben dargestellten stratigraphischen Verhältnissen ergibt sich für die Alterseingliederung der Florianer Schichten in das obere Baden, wie sie von NEBERT (1989) durchgeführt wird. NEBERT gliedert sie in der SW Steiermark in ein Unteres Sand-Kies-Glied, ein Tegel-Glied und ein Oberes Sand-Kies-Glied. Die o. g. Altersdatierung beruht auf Foraminiferenfaunen, die eine strandnahe Flachsee mit geringem Salzgehalt anzeigen (KRESTA & RÖGL in NEBERT, 1989). Der Großteil der Fauna setzt sich aus Durchläuferformen zusammen, lediglich *Elphidium ukrainicum* zeigt in einigen Proben Oberbaden an. Der Karte nach (NEBERT, 1989) kommen diese Fundpunkte in den östlichen, hangenden Anteilen der Florianer Schichten zu liegen, während sich die Tuff-Horizonte um Hastreith und den Grenzbereich Unteres Sand-Kies-Glied/Tegel-Glied konzentrieren. Diese Anteile können daher aufgrund der Tuffe ins Unterbaden eingestuft und nach wie vor mit dem makrofossilreichen Pölsmer Mergel korreliert werden. Als stratigraphischer Umfang für die Florianer Schichten wird das gesamte Baden angenommen.

Die Leithakalke sind in der Weißenegg-Fm. in unterschiedlichen Niveaus eingeschaltet. Zusammenfassend sind alle Leithakalke (Nulliporenkalke) als Bildungen eines marinen Flachwasserraumes anzusehen, in dem sich die verschiedenen Faziestypen in Abhängigkeit von Wassertiefe und Wasserenergie in Abrasionsbereichen, gewachsenen Algen/Korallen-, „Riffen“, umgelagerten Haldenkörpern und mergeligen Gesteinen zum Hochstand der Transgressionen bildeten. Die maximalen Bildungstiefen werden für die Kalke mit 30–50 m angegeben (HANSEN et al., 1987; FRIEBE 1990a).

FRIEBE (1990a) unterscheidet im Baden vier Transgressions- (T1–T4) und vier Regressionsphasen (R1–R4). In der Unteren Lagenidenzone (T1) kommt es dabei zur Bildung der

Leithakalke im Raum Gamlitz-Retznei und an der Sausal Ostflanke und einer marinen Ingression in die Florianer Bucht. Hebungsprozesse im Hinterland liefern große Mengen Verwitterungsschutt an, die im Braid Delta Komplex der Kreuzberg-Fm. und den Schwanberger Schichten abgelagert werden. Die darauf folgende Regression (R1) bildet den s. g. „Aflenzler-Stein“ (Algenschuttkalke) und Leithakalkbildungen in distalen Bereichen des Kreuzberg-Deltas. Die badenische Haupttransgression (T2), während der selbst in der „Riffzone“ von Retznei Mergel (Rhodolithenmergel) gebildet wurden, erfolgte ebenfalls noch in hohen Anteilen der Lagenidenzone. Die morphologische Tiefzone mit Wassertiefen > 100 m befand sich im Raum Spielfeld. Bis in die obere Lagenidenzone war der Wildoner Raum eine Schlammbucht mit 40–50 m Wassertiefe, in der sich auf Hochzonen Leithakalke bildeten, die zum Höhepunkt von R2 aufgearbeitet und abrasiv gekappt wurden (untere Schutthalde im Steinbruch Weißenegg).

Jüngere Sedimente sind nur aus dem Raum Wildon bekannt; im Sausal endet die Überlieferung erosionsbedingt in der Oberen Lagenidenzone, in der Gamlitzer Bucht in der tiefen Sandschalerzone.

Die Schichtentwicklung im Wildoner Raum bringt in der unteren Sandschalerzone zunächst eine Transgression (T3) gefolgt von R3, die im Steinbruch Weißenegg zur Bildung der oberen Schutthalde führte. Darüber deutet sich eine geringe Eintiefung, gefolgt von oszillierenden Meeresspiegelständen mit generell regressiven Tendenzen, die sich vor allem in der Florianer Bucht auswirkten, an. Dies führt in der *Bulimina-Bolivina* Zone (Verarmungszone) zur Dominanz sandiger Sedimente in der Florianer Bucht. Für einen Braid Delta Bereich (Dillach-Member) N Wildon wird ein aus dem NW kommendes Flußsystem verantwortlich gemacht.

Die Verlagerung der Subsidenz nach Norden bringt zusammen mit dem Transgressions-/Regressions-Wechselspiel ein Wandern der Leithakalkfazies nach N bis in den Bereich der Bohrungen Puntigam (RÖGL, 1975; FLÜGEL, 1975b) und Wollsdorf 1, Ludersdorf 1, 2 mit sich. Die nordwestlichsten Leithakalke stammen aus der Lagenidenzone der Bohrung Pirka (FLÜGEL, 1975b).

Eine terrestrische Faziesentwicklung des Baden stellen die am Westrand des Steirischen Beckens auftretenden Schwanberger Schichten (NEBERT, 1989) = Schwanberger Schutt (WINKLER-HERMADEN, 1924; 1926; 1927a; 1929c) = Hangendblockschutt (HIESLEITNER, 1926) dar. Es handelt sich dabei um grobklastische Schichten, die als kaum 100 m mächtige Decken oder mehrere hundert m mächtige Rinnenfüllungen über Korallenkristallin und Eibiswalder Schichten auftreten. Blockgrößen (Gneise) von 1 m³ sind nicht selten, vereinzelt wird von hausgroßen Blöcken berichtet.

NEBERT (1989) interpretiert die Schwanberger Schichten als Wildbach- und Murenbildungen mit rhythmischem Aufbau. In stratigraphisch tiefer Position wurde in einer Wechsellagerung von glimmerreichen Grobsanden und gerundetem Blockschutt in letzterem ein doppelfaustgroßes Kohlengeröll (entstammend dem Wieser- oder Eibiswalder-Flözhorizont) gefunden (NEBERT, 1989).

Mit der Linie Pirka–Stainz ist in etwa die Grenze des marinen und z. T. brackischen Ablagerungsbereiches im NW der Florianer Bucht erreicht. Vereinzelt Funde von Lamellibranchiaten und Gastropoden (großwüchsige Turritellen) finden sich noch im Bereich des Tuffführenden Unterbadens im Raum Stainz (EBNER, 1981; EBNER & GRÄF, 1982; PETRASCHECK, 1955). In der Bohrung Pirka wird die Grenze zwischen limnisch/fluviatiler und mariner Entwicklung in etwa 190 m Bohrteufe innerhalb der Lagenidenzone durchörtert (PAPP, 1953; KLAUS, 1954; FLÜGEL, 1975b).

NW davon schließt ein limnisch-fluviatiler Sedimentationsbereich an, der im Raum Köflach/Voitsberg mit Winkeldiskordanz das Kohle führende Karpat und in paläozoischen Grundgebirgsbuchten konkordant limnische Kohle führende Serien (Reiner Schichten) überlagert (FLÜGEL, 1975a; EBNER & GRÄF, 1979). Basale Teilbereiche der fluviatilen Entwicklung mit groben, teilweise chemisch zersetzten Kristallinkomponenten und örtlicher Führung von Karbonatgeröllen (unbekannter Herkunft) werden als Eckwirt-Schotter (FLÜGEL, 1959)

bezeichnet. Interessant ist in den Eckwirt-Schottern das Auftreten von Kalkgeröllen des Eozäns (vgl. FLÜGEL, 1975 a) und der Oberkreide (EBNER, 1986). Eckwirt-Schotter und Reiner Schichten werden aufgrund ihrer geologischen Position und Tuff-Horizonten dem unteren Baden zugerechnet (EBNER, 1981). Inwieweit Tuff-freie Anteile das mittlere und höhere Baden vertreten, ist unbekannt. FRIEBE (1990 a) macht dieses fluviatile System in seinen südöstlichen, distalen Bereichen für die Ausbildung des Dillach-Deltas im höheren Baden verantwortlich.

Bemerkenswert sind Rotschutt und Brekzienbildungen als terrestrische Fazies, die am Grundgebirgsrand mit der limnischen Schichtentwicklung verzahnen (z. B. im Becken von Rein; EBNER & GRÄF, 1979). Roterdebildungen treten aber auch über dem Stiwwoller Konglomerat an der Basis der unterbadensischen Reiner Schichten auf und deuten so auf kräftige Erosion im Zusammenhang mit der Steirischen Phase.

Im Bereich der Bohrungen Wollsdorf 1, Ludersdorf 1, 2 wird an der Tertiärbasis über dem Paläozoikum ein konglomeratischer Komplex angetroffen, dessen Mächtigkeit von wenigen m (N Wollsdorf) Richtung Ludersdorf 1 auf ca. 185 m zunimmt. Überlagert werden die Konglomerate und Brekzien von maximal 40 m mächtigen Leithakalken der Sandschaler und ? Bulimina-Bolivina Zone. Ähnliche Konglomerate werden in einer Mächtigkeit von 28 m auch an der Tertiärbasis von Arnwiesen 1 gefunden (EBNER, 1988). Nur setzt diese Konglomeratfazies hier erst im obersten Baden ein und wird von marinem Sarmat überlagert. In Waltersdorf 1 wird an der Basis des rd. 390 m mächtigen sandig/tonigen Baden (Obere Lagenidenzone – Rotalia-Cibicides Zone) ebenfalls eine 23 m mächtige Basisbrekzie über paläozoischen Dolomiten gefunden (EBNER, 1988). Dies deutet auf eine Ausweitung des marinen Ablagerungsraumes unter Aufarbeitung des paläozoischen Untergrundes am N Rand des Gnaser Beckens bis in den Bereich um Gleisdorf und auf die, den Fürstenfelder Grabenbruch im NW begleitende Hochscholle.

Am N Beckenrand sind E Weiz aus dem ? Unterbaden analoge Bildungen zu den Schwanberger Schichten bekannt (Kristalliner Blockschutt des Ilzberges; Bohrung Puch 2; ca. 52 m mächtig; KRAINER, 1987 a).

Im Gnaser Becken verliert das karpatische Vulkangebiet an Aktivität. Der Bereich der Leibnitzer Schwelle (St. Nikolai, Wiersdorf, St. Peter) ist innerhalb der Lagenidenzone bereits wieder mariner Sedimentationsraum, in dem hauptsächlich tonig/mergelige Sedimente mit sporadischen Nulliporenkalken abgelagert wurden. Vereinzelt Tuff- und Tuffiteinschaltungen weisen auf vulkanische Aktivitäten anderenorts. Die stark schwankenden Mächtigkeiten (St. Nikolai 1 36 m, Wiersdorf 1 255 m) begründen sich mit einem eventuell zeitlich unterschiedlichen Beginn der Transgression innerhalb der Lagenidenzone, hervorgerufen durch unterschiedliches Relief der karpatischen Vulkanbauten, und nicht näher erfaßbare örtliche vulkanische Tätigkeiten bis in die Untere Lagenidenzone hinein.

Auffallend ist der Einsatz marinen Oberbadens über Vulkaniten der Bohrung Mitterlabill 1 mit Kiesen und Lithothamnienknollen führenden Tonmergeln und marinen Mittelbadens in Form 31,1 m mächtiger, verkieselter Nulliporenkalke in Perlsdorf F 1067. Paldau 1 zeigt dagegen innerhalb der Lagenidenzone eine wenig tuffitisch beeinflusste Tonmergelentwicklung (92,5 m) über Vulkaniten (KOLLMANN, 1965). Ein Mächtigkeitsmaximum erreicht die Lagenidenzone in Walkersdorf 1 mit 416 m (über Karpat Konglomeraten: 110 m Vulkanite, die in ein 230 m mächtiges liegendes und 76 m mächtiges hangendes, vorwiegend mergelig/toniges Sedimentpaket eingeschaltet sind).

Die vulkanische Aktivität scheint sich innerhalb des Badens nach N verlagert zu haben, wobei als neue Eruptionszentren der Raum Weitendorf/Wundschuh (HAUSER & KOLLAMN, 1954) und der Vulkan von Ilz/Walkersdorf dazukommen. Letzterer ist heute vollkommen unter Neogensedimenten begraben. Seine räumliche Ausdehnung, incl. der Position der Zufuhrschlote ist durch geophysikalische Untersuchungen bekannt (WALACH in EBNER et al., 1986; WALACH in KRÖLL et al., 1988).

Eventuell ist, wie aus dem Alter der Badentransgression hervorgeht, der Raum Mitterlabill–Perlsdorf, weiter vulkanisch aktiv. Diese Zone setzt sich nach E bis Gleichenberg fort,

wo badenische Eruptionsalter in der Gleichenberger Klause radiometrisch nachgewiesen wurden (STEININGER & BAGDASARJAN, 1977). Vereinzelt Leithakalkauswürflinge der Sandschalerzone in jüngsttertiären Basalttuffen zeigen an, daß an den Flanken des Gleichenberger Vulkans örtlich Lithothamnien-„Riffe“ saßen. Weiters säumten derartige Leithakalke (z. B. Klapping) auch Untiefen der SBS.

Die relativ mächtige mergelige Entwicklung im untersten Baden von Walkersdorf 1 ist eventuell Hinweis auf eine Tiefzone an der N-Flanke des zuvor beschriebenen Vulkangebietes im Gnaser Becken und deutet hier, wie schon im Karpat, auf eine marine Verbindung des Fürstenfelder Grabens in den Mittelsteirischen Raum.

595 m mächtige Flachwassersedimente der Oberen Lagenidenzone mit 6 m mächtigen Aufarbeitungshorizonten an der Basis (Jennersdorf 1) zeigen, daß nun mit der Senke von Weichselbaum eine die SBS durchbrechende Meeresverbindung zum Raabgraben klar in Erscheinung tritt. Der N-Teil der SBS bildet dagegen während des gesamten Badens ein landfestes Gebiet. SW der Meeresstraße von Weichselbaum erhebt sich das Paläozoikum der Dreiländerecke als eine von Leithakalkriffen gesäumte Insel. Diese SW streichende Untiefenzone bildet die Fortsetzung der SBS, die hier im Baden nur von geringmächtigen Sedimenten bedeckt wird. Radochen 1 zeigt nur 151 m mächtiges Baden, dessen Transgression erst in der Oberen Lagenidenzone (11 m) einsetzt. Diese Schwelle wird beiderseits von Tiefzonen mit mächtigem tonig-mergelig-sandigem, marinem Baden flankiert. In der im Unterbaden noch örtlich vulkanogen beeinflussten Senke von Mureck (HAUSER & KAPOUNEK, 1953) wird das gesamte Baden 450 m mächtig, im südöstlich der Schwelle gelegenen Raabgraben erreicht es gar 803 m (Radkersburg 2).

Mittel- und Oberbaden ist über der Leibnitzer Schwelle und im nördlichen Gnaser Beckens tonig mit zunehmend sandigem Charakter bei örtlichen Mächtigkeitsschwankungen ausgebildet. Maximalmächtigkeiten um 330 m sind aus dem Bereich St. Peter 1, Wiersdorf 1 bekannt. SW davon (St. Nikolai 1, Perbersdorf 1, Pichla 1, Mureck 1) stellen obertags mitteloberbadensische Sedimente das jüngste Neogen dar, wodurch die Frage des Alters des Auftauchens dieser Zone aufgeworfen wird. Ein weiterer Bereich mit fehlendem Oberbaden zeichnet sich mit Paldau 1 und Walkersdorf 1 ab, wobei diese Lücken jedoch im tieferen Sarmat enden.

Erstaunlicherweise ist das Sarmat im Bereich St. Nikolai 1–St. Peter 1–Wiersdorf 1–Mitterlabill 1 mit einer Vitritreflexion von 0,35–0,40 % Rr höher inkohlt als das oberflächlich ausbleibende Baden im Bereich Pichla 1–Mureck 1. Dies wird damit gedeutet, daß erstgenannter Bereich nachbadensisch eine Absenkung von bis zu 1000 m erfuhr, während die Murecker Senke im Sarmat nur mehr maximal 300 m abgesenkt wurde.

Der Fürstenfelder Grabenbruch wird im Baden zu einem Zentrum der Subsidenz.

Zur Weichselbaumer Senke (600 m Flachwassersedimente der Oberen Lagenidenzone in Jennersdorf 1) wird der Fürstenfelder Graben durch eine Binderberg 1 beinhaltende „Hochzone“ getrennt, die sich durch geringe Badenmächtigkeiten und eine darüber im Untersarmat folgende Schichtlücke auszeichnet (Binderberg 1: Lagenidenzone 109 m, Mittel-Oberbaden nur 27 m!).

Die nördlich davon gelegene Grabenzone ist besonders im Südtail durch mächtige Konglomerate gekennzeichnet, die im Unterbaden von Fürstenfeld Therm 1 mehrere hundert Meter Mächtigkeit erreichen. In Übersbach 1 werden die nur 117 m mächtigen Konglomerate (mit einigen Bentonitlagen) noch in der Oberen Lagenidenzone von 44 m Tonmergeln und Nulliporenkalken überlagert. Möglicherweise fehlt tieferes Unterbaden in Blumau 1a. In Litzelsdorf 1 und Stegersbach 1 setzt das Baden erst in der Sandschalerzone ein.

Das Mittel- und Oberbaden der Grabenbruchzone ist bei generell nach N zunehmenden Mächtigkeiten überwiegend sandig ausgebildet. Eine Dominanz sandiger Einschaltungen zeichnet sich vor allem in der Bohrung Fürstenfeld Therm 1 ab. In Übersbach 1 sind in Sandsteinen der *Bulimina-Bolivina* Zone Nulliporenkalke eingeschaltet; darüber existiert im obersten Baden eventuell eine Schichtlücke (KOLLMANN, 1965).

Mittel-Oberbaden Mächtigkeiten im Fürstenfelder Becken von N-S:

Litzelsdorf	773 m
Stegersbach	722 m
Blumau 1a	484 m
Übersbach 1	398 m
Binderberg 1	27 m

Dieser Vergleich zeigt, daß der noch in der Lagenidenzone am längsten der Erosion ausgesetzte Bereich zum Zentrum der Subsidenz wurde.

In Verlängerung des Fürstenfelder Grabens dringt das Meer in der Friedberg-Pinkafelder Bucht nach N bis in den Raum Wiesfleck/Tauchen vor, wo es über die Sinnersdorf-Fm. transgrediert. Gemeinsam mit der fluviatilen Sinnersdorf-Fm. wird die als Tauchen-Fm. (NEBERT et al., 1980) bezeichnete badenische Transgressionsserie unter Verneinung einer Diskordanz und Annahme fazieller Übergänge zum Tauchener Sedimentationszyklus zusammengefaßt (NEBERT et al., 1980; NEBERT, 1985).

N Willendorf sind die Marinivorkommen von Tauchen und Wiesfleck durch einen nach S vorspringenden Sporn von Kristallin und Sinnersdorf-Fm. getrennt. Diese Struktur stellt eine Aufwölbung entlang einer N-S Achse dar. Die N-S verlaufende Begrenzung dieses Sporns bildete zugleich auch die Küstenlinie (BUDA, 1979). Die Schüttungsrichtung der Sedimente erfolgte hauptsächlich von den sich nun heraushebenden penninischen Anteilen von NE nach SW. BUDA (1979) erklärt dadurch auch die Epidot-Führung des Badens. NEBERT (1982) macht für diesen Unterschied zur Sinnersdorf-Fm. dagegen ausschließlich geänderte Transport- und Sedimentationsmechanismen verantwortlich.

Die etwa 200 m mächtige Tauchen-Fm. ist im Osten (Tauchen, Wiesfleck) in einer sandig dominierten Beckenfazies mit einer 2 m mächtigen Leithakalkplatte in den hangenden Anteilen und einer größeren Deltaentwicklung im Westen (Friedberg-Sinnersdorf) ausgebildet. Die ehemals, vor allem im Bereich Tauchen und Schreibersdorf abgebauten Lignite (WEBER & WEISS, 1983 cum lit.) bilden an der Basis der Tauchen-Fm. eine 25 m mächtige Flözfolge, die durch drei Lagen saurer, vulkanischer Gläser getrennt sind (NEBERT et al., 1980; NEBERT, 1985). Weitere Vulkanite, und zwar Andesite, die Sinnersdorfer Konglomerate durchschlagen, werden bei WINKLER-HERMADEN (1933; 1951 c) erwähnt. Diese heute leider nicht mehr vorhandenen Aufschlüsse würden eine Ausweitung vulkanischer Aktivitäten im Baden bis in diesen Bereich belegen und eine weitere argumentative Stütze für einen Subvulkan, auf den auch erhöhte Inkohlungswerte (bis 1,1 % Rr) hinweisen, bilden (SCHWENDT, 1990; BELOCKY et al., 1991).

Makrofaunen (Listen cum lit. bei NEBERT et al., 1980) und Mikrofaunen (BUDA, 1979) weisen auf eine Einstufung der Tauchen-Fm. in die Obere Lagenidenzone. Umgelagerte Faunen der Bulimina-Bolivina Zone in sarmatischen Schichten deuten jedoch darauf hin, daß auch jüngeres marines Baden vor einer tiefgreifenden Erosionsphase und der Untersarmat-transgression abgelagert wurde (BUDA, 1979).

5.1.4. Sarmat (Abb. 18, 19)

Überblick

Nach der kurzen Regressionsphase im Oberbaden folgt im Untersarmat eine neuerliche Transgression. Gleichzeitig bewirkt nun aber eine Abschnürung der Paratethys eine Verbrückung des entstandenen Binnenmeeres.

Im Steirischen Becken erfolgt zwischen der Mittelsteirischen Schwelle und dem landfest verbliebenen Nordteil der SBS nach Überflutung der beckeninternen Schwellen und eines Großteils der nun bereits erloschenen Vulkane eine Vereinheitlichung des Ablagerungsraumes, in dem ein weites Übergreifen mariner Sedimente nach N und W über terrestrische Bereiche erfolgt.

Das heutige Verbreitungsbild zeigt den Westrand des marinen Untersarmats entlang der Linie Waldhof/W Graz–E Wildon–St. Nikolai–Mureck. In den zentralen Beckenteilen taucht Sarmat unter jüngeren Sedimenten in der Umrandung des Gleichenberger Vulkanmassivs (Feldbacher Sarmatsporn) auf. Am N Beckenrand ist ein Saum meist obersarmatischer Ablagerungen entlang des Grundgebirges von Graz bis N Bad Tatzmannsdorf anzutreffen. Das weite Übergreifen des Obersarmats auf das Grundgebirge im N deutet eine Verlagerung des Subsidenz-Geschehens nach N an. Die dadurch entstehende obersarmatische Randfazies ist im Westabschnitt (Graz–E Weiz) limnisch/fluviatil-brackisch und weiter östlich marin ausgebildet. Vom Grundgebirgsrand aus springt das Sarmat in zwei Spornen (Gleisdorfer und Hartberger Sarmatsporn) weit nach S in das Becken vor. Im zentralen Beckenteil wurde Sarmat in allen Bohrungen lithologisch und mächtigkeitsmäßig eher einheitlich ausgebildet angetroffen.

In weiten Teilbereichen des Steirischen Beckens wird an der Baden/Sarmat-Grenze eine Erosionslücke festgestellt. Obertags wird diese u. a. E von Wildon durch die Überlagerung der höchsten Leithakalke nach Ausfall der *Rotalia-Cibicides* Zone durch untersarmatische Tonmergel angezeigt. Weitere Indizien für diese Lücke sind umgelagerte Foraminiferenfaunen des höheren Baden im Untersarmat der Tauchener Bucht (BUDA, 1979) und untersarmatische Flachwasserkalke (Bryozoenkalke, bituminöse Serpulakalke) über mittelbadensischen Leithakalken von Klapping im Bereich von St. Anna/Aigen.

Im Umfeld des südlichen Fürstenfelder Beckens wird in Binderberg 1, Paldau 1, Walkersdorf 1 und Waltersdorf 1 eine Auftauchzone festgestellt. Zu dieser Zeit mußten sich auch Teilbereiche des Gleichenberger Vulkanmassivs noch über das Meeresniveau erheben haben. Ebenso waren Teilbereiche der SBS SW der Senke von Weichselbaum Auftauchzonen, wie die Auflagerung untersarmatischer Konglomerate direkt auf dem Paläozoikum von St. Anna/Aigen beweist (KOLLMANN, 1965).

Detaildarstellung

Die Beurteilung der Mächtigkeitsverhältnisse für die einzelnen Zeitabschnitte des Sarmats aus den zur Verfügung stehenden Unterlagen ist aufgrund unterschiedlicher zeitlicher Zusammenfassungen und mangelhafter Datierungen nicht möglich. Unsere Darstellung basiert zum Großteil auf Mächtigkeitsangaben für das gesamte Sarmat.

Schwer zu beurteilen ist das Umfeld beiderseits der obertags ausstreichenden Sarmatliegendgrenze im Bereich Mitterlabill–Mureck, da hier das Sarmat bereits vollkommen (Perbersdorf 1, St. Nikolai 1, Pichla 1, Mureck, Radochen 1), oder teilweise (Mitterlabill 1, Wiersdorf 1, St. Peter 1) erodiert ist.

Aus regionalgeologischen Überlegungen und der Auswertung des Inkohlungsbildes ist mit dem Abtrag eines nachbadensischen Schichtstapels bis zu ca. 750 m im Raum Mitterlabill–St. Nikolai und 325 m im Raum Mureck 1–Pichla 1 zu rechnen.

Mächtigkeitsmaxima ergeben sich für das Fürstenfelder Becken mit ca. 750 m im nördlichen Bereich (Litzelsdorf 1, Stegersbach Therm 1) und ca. 900–1150 m im Süden (Blumau 1, Fürstenfeld Therm 1). Im Untersarmat ist das Fürstenfelder Becken im NW noch von der zuvor beschriebenen landfesten Hochzone von Walkersdorf–Waltersdorf begrenzt, die dann aber 650 m (Waltersdorf 1) bzw. 700 m (Walkersdorf 1) mächtiges Mittel-Obersarmat trägt.

Im Grenzbereich zur SBS (Binderberg 1) kommt es nun nach Schichtlücken auch in diesem Bereich zu stärkeren Absenkungen und einer Vereinheitlichung des Ablagerungsraumes zwischen Fürstenfelder Becken und der Straße von Weichselbaum (Jennersdorf 1 502 m Sarmat).

Paldau 1 zeigt bei fehlendem höherem Oberbaden eine Sarmatmächtigkeit von 742 m. Im Bereich Gleisdorf werden geringere Sarmatmächtigkeiten (290–315 m) erreicht.

Die Fazies ist bei aussüßendem Charakter überwiegend marin und trotz der zuvor aufgezeigten Subsidenzunterschiede über weite Bereiche ziemlich einheitlich (tonig-mergelig-sandig) ausgebildet. Oolithische Kalksandsteine am N Beckenrand und den zentralen Becken-

teilen signalisieren im Obersarmat „Flachwasser“. Limnisch/fluviatile Entwicklungen sind am Nordrand des Beckens an den Abschnitt Graz–Weiz gebunden. Hier vermitteln die sandigen Gleisdorf-Schichten zwischen dem Marin des Beckens und der entlang des Grundgebirges ausgebildeten Randfazies der Unteren Kohleführenden Schichten von Weiz (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; MOSER, 1986; KRAINER 1987 a, b cum lit.).

Das marine Untersarmat in Form der s. g. Waldhof-Schichten W Graz (fossilreiche grüne Tone, Tonmergel mit Einschaltung von Lignitflözen und kalkigen Einschaltungen im Hangenden; FLÜGEL, 1975 a; RIEPLER, 1988 cum lit.) zeigt das weite Übergreifen der Untersarmattransgression nach dem Westen. WINKLER-HERMADEN (1957), FUCHS (1980) und TOLLMANN (1985) weiten diese Transgression über das gesamte Weststeirische Becken und über die Koralpe bis in das Lavanttal aus.

Östlich der Mur ist marines Untersarmat zwischen 92 und 101 m mächtig aus den Bohrungen Puntigam 1, 2 (FLÜGEL, 1975 a; RÖGL, 1975) und obertags noch knapp N Graz bekannt (CLAR, 1927; 1931; 1938; FLÜGEL, 1958; EBNER & GRÄF, 1978). Bis E Weiz setzt dann am Grundgebirgsrand das Untersarmat aus (MOSER, 1986), bis es sich in Form der Rollsdorf-Schichten E Weiz, über Grundgebirge und badenischen Blockschutt transgredierend, wiederfindet. Dabei handelt es sich um Ton/Silt-Feinsand-Wechsellagerungen mit vereinzelten Kiesschnüren, Kalken und Kalksandsteinen, die in einem niederenergetischen, lagunären, brachyhalinen Flachwasserraum abgelagert wurden. Heute sind diese Schichten N Rollsdorf auf einer von Brüchen begrenzten strukturellen Hochzone erhalten (KRAINER, 1984; 1987 a, b).

Weitere Vorkommen von tonig-sandigem, marinem Untersarmat mit örtlich reichen Molluskenfaunen sind dann NE von Hartberg bis in die Friedberg-Pinkafelder und Tauchener Bucht immer wieder aufgeschlossen (BRANDL, 1931; 1952; 1978; 1979; 1980 a, b; NEUBAUER, 1949; BUDA, 1979; PAHR, 1984).

Südlich von Graz streicht marines Untersarmat in tonig-mergelig-sandiger Fazies in den Höhenrücken östlich der Mur aus, wendet sich bei Wildon nach SE, streicht zwischen Gosdorf und Straden hindurch um S St. Anna/Aigen an die SBS zu stoßen. Im erosiv freigelegten Baden-Fenster von Risola und Klapping wird mittelbadenischer Nulliporenkalk von untersarmatischen Bryozoen- und Serpulakalken, Mergeln und Konglomeraten (mit Karbonatgeröllen aus dem Bakony Mesozoikum) überlagert. Letztere Grobklastika liegen ESE St. Anna/Aigen unmittelbar dem Paläozoikum auf.

Die Untersarmat-Mächtigkeit dieses Streifens dürfte 100–200 m nicht überschreiten. Für den Raum Gleisdorf kann durch die hier abgeteufte Bohrungen für das Untersarmat und Mittelsarmat gemeinsam ein Schwankungsbereich zwischen 133 und 164 m angegeben werden.

Das Mittelsarmat ist an der West- und Südflanke des Gnaser Beckens dem Untersarmat ähnlich (meist monotone graue Tonmergel) ausgebildet. Obertags ist Mittelsarmat SE von Graz bis etwa Mitterlabill auskartiert (KOLLMANN, 1965), SE davon wäre eine weitere kartenmäßige Darstellung wünschenswert. In diesem Abschnitt ergibt sich im Hangenden mit dem bereits dem Obersarmat angehörenden sarmatocarinthischen Schotterzug ein guter lithostratigraphischer Leithorizont, der im Raum St. Anna zu fehlen scheint. Die Schichtmächtigkeit des Mittelsarmats beträgt im S-Teil des Gnaser Beckens um 130 m; sie reduziert sich im Bereich der Dreiländerecke auf 60–70 m.

Größere Mächtigkeiten treten im Bereich der Senke von Weichselbaum, dem Fürstenfelder Becken und seiner NW-Begrenzung (Paldau 1, Walkersdorf 1, Waltersdorf 1) auf, wobei lediglich für Waltersdorf 1 eine Detailangabe mit 417,5 m möglich ist. Bei einer Zusammenfassung von Unter- und Mittelsarmat resultieren für Jennersdorf 1 100 m, Binderberg 1 730,6 m, Walkersdorf 1 700 m und Paldau 1 491 m Schichtmächtigkeit. In ähnlicher Größenordnung dürften sich auch Übersbach 1 (814 m), Litzelsdorf 1 (704 m) und Stegersbach Therm 1 (711 m) bewegen, wo die Klammerwerte die Mächtigkeit des gesamten, nicht weiter untergliederten Sarmats angeben. Der Spitzenwert wird in der Bohrung Fürstenfeld Therm 1 mit einer Gesamtmächtigkeit von 1135 m erreicht.

Zonen geringerer Sedimentmächtigkeit zeichnen sich einerseits um den Gleichenberger Kogel (z. B. Perlsdorf F 1067: Gesamtmächtigkeit Oberbaden – Obersarmat 176,2 m) und dem Raum Gleisdorf andererseits mit Gesamtsarmatmächtigkeiten zwischen 290 und 315 m ab.

Das Obersarmat setzt im südlichen Gnaser Becken und S des Gleichenberger Massivs mit dem bekannten sarmatocarinhischen Schotterzug ein. In den obertags aufgeschlossenen Bereichen zeigen die Schichten ein maximales Einfallen mit 5–7 Grad gegen die Beckenachse, lokale Schwankungen im Raum Gnas-Feldbach dürften im Zusammenhang mit dem begrabenen Vulkanrelief stehen.

Der 30 m mächtige sarmatocarinhische Schotter zeigt neben Kristallinkomponenten und Eozän(Nummuliten)kalken ein Geröllspektrum südalpinen Charakters, das WINKLER-HERMADEN (1927) durch einen Vorläufer der Drau aus den Karawanken, KOLLMANN (1960; 1965) und HANSELMAYER (1967) hingegen aus dem Permomesozoikum und Tertiär Ungarns beziehen. Sedimentologische Untersuchungen zur Ermittlung der Sedimentationsrichtung ergaben WSW-ENE Richtungen (SKALA, 1967).

Über den Kiesen folgen vornehmlich tonig-mergelig-sandige Sedimente mit unterschiedlicher Fossilführung und Einschaltungen von Kiesen und teilweise oolithischen Kalksandsteinen.

Aufbauend auf der dargestellten Normalabfolge zeigen sich jedoch bedeutende regionale und fazielle Verschiedenheiten.

In der Umrandung des Gleichenberger Massivs tritt eine stark sandig dominierte Fazies auf, in der örtlich Kalke, oolithische Kalksandsteine, Kiese, Tonmergel und Konglomerate eingeschaltet sind. Zwischen Feldbach und Gleichenberg mehren sich im höchsten Obersarmat die Schotterlagen (Mühldorfer Schotter), weiters stellen sich Lignitflöze ein (Lignit von Feldbach; STINY, 1918).

In Übersbach 1 ist das Obersarmat 401,5 m mächtig. Die höheren Anteile setzen sich aus einer Wechselfolge von Kiesen, oolithischen Sandsteinen, Tonen und Mergeln zusammen. An seiner Basis bildet eine ca. 100 m mächtige, zweigeteilte Schotterserie ein mögliches Äquivalent zum sarmatocarinhischen Schotterzug. In den Kiesen des höheren Sarmats dominiert eine Geröllgesellschaft von Quarz und Kristallin, in denen des tieferen Obersarmats und Untersarmats finden sich neben Quarz und Kristallin auch Karbonate von mesozoischem Habitus. Auch das Schwermineralspektrum läßt ein geändertes Liefergebiet erkennen, das im höheren Obersarmat mit Granat, Staurolith, Biotit, Chlorit auf ein kristallines Gebiet schließen läßt (KOLLMANN, 1965: 572).

Der Gipfel des erloschenen Gleichenberger Vulkans ragte aus dem Meer. An der Nordflanke des Gleichenberger Kogels befindet sich im Kogelbachgraben auf ca. 360 m SH ein übersarmatischer Transgressionshorizont (EBNER & PROCHASKA, 1989).

Vom Gleisdorfer Sarmatporn ist fossilführendes Obersarmat von mehreren Lokalitäten (z. B. Fünffing, Arnwiesen) bekannt (STUR, 1871; HILBER, 1893; HOHL, 1927). Dieses wird von den bis zu 150 m mächtigen Gleisdorfer Schichten (teils gebänderte, feinsandige Tone, im Hangenden mit zunehmenden Einschaltungen von Kies- und Grobsandlagen) umhüllt. Diese vermitteln gegen das Grundgebirge zu den 200 m mächtigen Kohleführenden Schichten von Weiz (Obersarmat – Pannon A/B). Als grundgebirgsnaher Saum treten diese von der die Rollsdorf-Schichten im Westen begrenzenden Bruchstruktur bis in den Bereich Wenisbuch bei Graz auf (MOSER, 1986; KRAINER, 1987b). Sie beinhalten eine Reihe ehemals abgebauter Kohlevorkommen (Wenisbuch, Weinitzen, Kleinsemmering, Oberdorf, Büchl etc.; WEBER & WEISS, 1983 cum lit.).

Faziell werden sie als limnisch/brackische Ablagerungen eines Schwemmlandbereiches (coastal plain) angesehen, der an ein offenes Becken angrenzt.

Die möglicherweise ebenfalls im Obersarmat einsetzenden 250 m mächtigen Pucher Schotter, die östlich der die Kohleführenden Schichten von Weiz und Rollsdorf-Schichten begrenzenden Bruchstruktur auftreten, bilden einen progradierenden Alluvial-Fächer mit aus-

geprägter Proximal- und Distal-Gliederung. Ebenso wie die Kohleführenden Schichten von Weiz formen die Pucher Schotter einen coarsening upward Megazyklus (KRAINER, 1987b).

Für die Faziesdifferenzierung im Sarmat des Weizer Beckens ist die von KRAINER (1984; 1987a, b) klar herausgearbeitete junge (Obersarmat-tiefes Unterpannon) Bruchtektonik (Versatzbeträge bis über 300 m; Subsidenzrate von 0,2–0,4 mm/a) von großer Bedeutung. Diese wird auf eine E-W gerichtete Dehnungstektonik rückgeführt, die zur Bildung der heute durch Rollsdorf-Schichten eingenommenen Hochscholle führte, während sich in den Tiefschollen die Sedimentation kontinuierlich bis ins Pannon fortsetzte. Erst im Pannon C war ein einheitlicher Faziesraum wiederhergestellt.

Eine gleichalte Dehnungstektonik ergibt sich auch für den durch die Bohrungen erschlossenen Bereich um Gleisdorf.

Im Hartberger Sarmatsporn überlagern mittel-obersarmatische Schichten meist unter Zwischenschaltung älterer Tuff-führender Blockschotter kristallines Grundgebirge. Bei Grafendorfberg sind obersarmatische karbonatische Transgressionsbildungen direkt über Kristallin zu finden (HOLZER in FLÜGEL, 1972). Gute Aufschlüsse der mittelsarmatischen *Ervilien*- und obersarmatischen *Mactra*-Schichten mit reicher Fossilführung sind in den Sand-Kalksandstein-Kalkmergel Wechselfolgen im Bereich der alten Steinbrüche des Raumes Löffelbach–Schildbach bei Hartberg ebenfalls in grundgebirgsnaher Position aufgeschlossen (BRANDL, 1931; NEBERT, 1951; FLÜGEL, 1972).

In der Tauchener Bucht ist das gesamte klastische Sarmat lediglich 200 m mächtig. Es transgrediert hier einerseits auf das penninische Grundgebirge (N Bad Tatzmannsdorf), andererseits überlagert es Baden bzw. bei Willersdorf die Sinnersdorf-Fm.

5.1.5. Pannon (Abb. 20)

Überblick

Die im Sarmat begonnene Aussüßung des Restsees setzt sich auch im Pannon weiter fort und erreicht Werte von 12 Promille am Beginn des Pannons. Als Folge eines Seespiegelrückganges an der Sarmat/Pannon-Grenze fehlt die Zone A über weite Strecken. Generell setzt die Sedimentation im Pannon B ein. Im Steirischen Becken erfüllen klastische Sedimente des Pannon (meist B und C) die zentralen Beckenteile und lappen z. T. weit nach N über das Grundgebirge.

Die westlichsten Unterpannon (C) Vorkommen liegen knapp N und E von Graz. Von hier aus verläuft die Unterpannon-Verbreitungsgrenze in SE-Richtung bis etwa Gnas, umgeht das Gleichenberger Massiv im Norden und stößt bei St. Anna am Aigen auf die SBS.

Das Mittelpannon (D,E) hat seine Hauptverbreitung im Steirisch-burgenländischen Grenzgebiet. Auffallend ist, daß am Nordrand zwischen Graz und Hartberg pannonische Sedimente auf das Grundgebirge übergreifen oder nur durch einen engen Saum älterer Sedimente von ihm getrennt werden, nach Osten jedoch der Streifen älterer Sedimente zwischen Grundgebirge und Pannon immer breiter wird.

Detaildarstellung

Das Pannon A fehlt infolge eines Seespiegelrückganges weitestgehend. Alle Hinweise auf einen Sedimentationsfortgang in der Zone A stammen aus grundgebirgsnahen, nördlichen Bereichen des Steirischen Beckens. In den Kohleführenden Schichten von Weiz deutet die bei KRAINER (1987b: 205) angegebene Faunenliste auf ein Pannon A/B-Alter; weiters nimmt der genannte Autor aufgrund fazieller und tektonischer Überlegungen für die Pucher Schotter eine möglicherweise vom Obersarmat bis ins Pannon C anhaltende Sedimentation an. Ebenfalls in nördlicher, grundgebirgsnaher Position kommen die Unterpannon A/B Lokalitäten von Siebenbirken und Seibersdorf (N Hartberg) und Pinkafeld zu liegen (SAUERZOPF, 1950; 1952).

Das Pannon B besitzt im Oststeirischen Becken eine große flächenhafte Verbreitung, wobei die westlichsten Vorkommen SE Vasoldsberg auftreten.

In der Karte von KOLLMANN (1965) sind zwei unterscheidbare Pakete zu einer Ausscheidung zusammengefaßt. Das tiefere Schichtpaket aus Sanden (mit *Melanopsis impressa*) und Tonmergeln (mit *Congeria ornithopsis*) bildet aufgrund seiner Fossilführung einen ausgezeichneten biostratigraphischen Leithorizont. Das höhere Schichtpaket (gebänderte Tonmergel, Sandschnüre, vereinzelt Kieslagen) ist im Raum Paldau mit Lignitschmitzen vergesellschaftet (Lignit von Paldau; GRANIGG, 1910; STINY, 1918; WEBER & WEISS, 1983).

Die Mächtigkeit dieser Zone beträgt im Raum Paldau–Perlsdorf 70 bis 80 m, SW davon schwankt die Mächtigkeit zwischen 80 und 120 m.

Weiter nach Osten setzt sich das Pannon B über die Pöllauer Bucht, den Raum Hartberg und Grafendorf bis in die Friedberg–Pinkfelder Bucht fort, bis es N Bad Tatzmannsdorf auf die Rechnitzer Schieferinsel stößt.

Die Mächtigkeiten in den Tiefenaufschlüssen liegen in etwa in dem auch obertags erkannten Bereich von 80–120 m; die größte Mächtigkeit mit 189,2 m wird in Fürstenfeld Therm 1 angetroffen. Schwer zu beurteilen ist die Situation in Stegersbach Therm 1, wo das gesamte Unter- und Mittelpannon 497,5 m erreicht. In Litzelsdorf 1 kommen auf das gesamte Unterpannon 396 m, in Jennersdorf 1 193 m. Eine Verbindung zum Raabgraben bestand über die Senke von Weichselbaum.

Das **Pannon C** übernimmt im zentralen Teil des Oststeirischen Beckens die Funktion des „Deckgebirges“, wobei die westlichsten Vorkommen auf den Höhenzügen am östlichen Stadtrand von Graz liegen. Etwa östlich der Linie Übersbach–Binderberg wird das Pannon C von Mittelpannon (D, E) überlagert.

Lithologisch handelt es sich um eine fluviatile, zyklisch aufgebaute Sedimentationsfolge unterschiedlich gekörnter Sande, kalkfreier Tone und Kiese. Als Steuerfaktoren für diese zyklische Entwicklung nimmt KOLLMANN (1965) klimatische Gründe an, die zu einem mehrmaligen Trockenfallen (= Aufschotterung) führten. Dieses Modell liegt auch der Kartierung des Steirischen Beckens zugrunde (KOLLMANN, 1965). Dabei erfolgt eine regionale Untergliederung des Pannon C in weithin anhaltende Kieszüge (von unten nach oben: Kapfensteiner Schotter, Kirchberger Schotter, Karnerberger Schotter, Schemerl Schotter, Hangenschotter) und dazwischen liegenden feinklastischen, örtlich Kohle führenden, limnischen Zwischenserien. Die bekannteste Kohleführung ist der Lignit von Ilz (WEBER & WEISS, 1983; NEBERT, 1988), die in der tiefsten Zwischenserie zwischen dem Kapfensteiner und Kirchberger Schotterzug zu liegen kommt.

Grundgebirgswärts nimmt die Mächtigkeit der Schotterhorizonte unter teilweiser Verschmelzung einzelner Niveaus und die Komponentengröße zu. Dem entspricht auch ein aus den Sedimentstrukturen ermittelter nach SE gerichteter Sedimenttransport aus der NW-Umrandung des Steirischen Beckens (SKALA, 1968). Der Geröllbestand setzt sich aus Quarz, Kristallin (Gneise, Pegmatite, Amphibolite), Sandsteinen und Porphyren zusammen. In den hangenden Schemerl Schottern dominieren Karbonate. Allerdings gehen auch diese in südlicher Richtung bald in feinere Quarz- und Kristallinschotter über, wodurch sich ebenfalls eine Sedimentanlieferung aus dem Norden andeutet (HANSELMAYER, 1958; 1959; 1960; 1961).

Von sedimentologischen und statistischen Untersuchungen an den Pucher und Kapfensteiner/Kirchberger Schottern ausgehend, versucht KRÄINER (1987 a, b) für das Pannon C ein sedimentationsdynamisches Modell zu erstellen.

Es wird dabei von der Arbeitshypothese ausgegangen, daß die aus dem Grundgebirge kommenden Flüsse am Beckenrand ein verzweigtes Rinnensystem mit gelegentlichem Schichtfluten aufbauen. Dieses geht in ein mäandrierendes Flußsystem über, das im Beckeninneren (= Hauptsubsidenz und Ablagerungsgebiet) einen breiten, teilweise verstopften Au- und Schwemmlandbereich besitzt (KRÄINER, 1986; 1987 a, b).

Dieses Modell wird der oft engräumigen faziellen Differenzierung eines fluviatilen Ablagerungsraumes besser gerecht als die recht schematisch flächenhaft und starr durch-

gezogene lithostratigraphische Gliederung KOLLMANNs. Anstelle klimatischer Faktoren (KOLLMANN, 1965) sieht KRAINER die Steuermechanismen eher in der geotektonischen Wechselbeziehung zwischen Hebung des Ostalpenraumes und Subsidenz des Pannonischen Beckens.

Aufgrund sedimentologischer Parameter und der Schwermineralführung ordnet NEBERT (1988) die beiden liegenden Schotterzüge (Kapfensteiner und Kirchberger Schotter) des Pannon C als fluviatile Phasen des getrennten Sedimentationszyklen zu, von denen lediglich der liegende 90 m mächtige Ilzer Zyklus mit dem Lignit von Ilz ein Telmatikum besitzt (NEBERT, 1988; WEBER & WEISS, 1983 cum lit.).

Der Interpretation KOLLMANNs mit einem immer wieder verlandenden (Schotterzüge) Pannonischen See steht somit jene von KRAINER (1987 a,b) gegenüber, in der das Steirische Becken bereits vollkommen verlandet und von mäandrierenden fluviatilen Systemen durchzogen war.

Die biostratigraphische Untergliederung und zeitliche Zuordnung erfolgt mit Ostracoden (KOLLMANN, 1960; 1965). Weiters führen die Schotterzüge eine reiche Vertebratenfauna, in der neben Rüsseltieren und Nashörnern vor allem Waldformen überwiegen. Diese einmalige Vertebratenfauna fand in zahlreichen Arbeiten von MOTTL (zuletzt 1970 cum lit.) eine detaillierte Darstellung. Die Mikrofossilführung nimmt in SE-Richtung infolge abnehmender Beeinflussung durch Süßwasser zu.

Wo in Bohrungen erschlossen und detailliert angegeben, besitzt das Pannon C eine Mächtigkeit bis max. 160 m.

Äquivalente des Pannon C sind auch in der Friedberg-Pinkafelder Bucht anzutreffen.

In der Tauchener Bucht findet sich das Unterpannon in einer feinklastischen Ausbildung geringer Mächtigkeit (50 m), die nach S jedoch rasch zunimmt. Basale Grobklastika sind nur lokal vorhanden.

Mittelpannon (D, E) wird in Annäherung an die SBS angetroffen. Im Raum S und SE Fürstenfeld wird es in den Schichten von Loipersdorf und Unterlamm (KOLLMANN, 1965) zusammengefaßt. Nach N setzt es sich über das Feistritztal in das westliche Südburgenland bis über Stegersbach (Schichten von Stegersbach) fort, wo es auch seine makrofossilreichste Entwicklung (SAUERZOPF, 1952) besitzt.

Im Steirischen Raum ist es lithologisch aus Wechselfolgen von Sanden, bunten Tonen und untergeordnet Kieslagen aufgebaut (KOLLMANN, 1965). Im Hangenden schaltet sich ein Kohleflöz (Lignit von Schiefer; WEBER & WEISS, 1983 cum lit.) ein, das bis Handorf im Burgenland verfolgbar ist. Ein weiteres Kohlevorkommen (Weinberg) dürfte einem tieferen Niveau angehören.

Detaillierte Mächtigkeitsangaben liegen nur aus den Bohrungen Jennersdorf 1 (134 m), Litzelsdorf 1 (100 m) vor; weiters dürfte es, allerdings im Bohrprotokoll nicht ausgeschieden, in den Bohrungen Binderberg 1 und Stegersbach Therm 1 vorhanden sein. Dabei ist vor allem Stegersbach Therm 1 mit einer Gesamtpannonmächtigkeit (? A-E) von 496 m interessant!

5.1.6. Pont (Zone F, G, H; Abb. 21)

Pontische Schichten sind im Steirischen Becken nur in den östlichen Anteilen bei Annäherung an die SBS festzustellen. Es handelt sich dabei um die Taborer Schotter (Quarzsotter), die dem Mittelpannon und teilweise auch dem Unterpannon mit Schichtlücke auflagern. Äquivalente dieses Niveaus finden sich am Gleichenberger Kogel in einer Seehöhe von 460–470 m. WINKLER-HERMADEN (1957) interpretiert die Auflagerungsfläche dieser Sande und Kiese als Abrasionsplattform des mittelpannonischen Seespiegels und die Klastika als Sedimente eines aus den Zentralalpen kommenden Flusses nahe seiner Einmündung in einen Süßwassersee. Neben vereinzelt Melanopsidenfunden stammen von hier auch reiche Funde verkieselter Hölzer und Coniferenzapfen (RÖSSLER, 1937). Als Ursache der Verkies-

lung vermutet WINKLER-HERMADEN (1957) klimatische Ursachen, nachdem zuvor auch Thermaleinfluß durch den Vulkanismus diskutiert wurde.

Das Hangende der Taborer Schotter bilden auffallend blau-grün gefärbte Tone und Feinsande (Schichten von Jennersdorf, Blaugrüne Serie) mit einer Mächtigkeit von 150 m. Ihr Hauptverbreitungsgebiet befindet sich im Südburgenland. Eingestuft wird diese Serie trotz Fossilmangels ebenfalls in die Zone G (KOLLMANN, 1965; FUCHS, 1980; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

In der Friedberg-Pinkafelder Bucht überlagert Pont (maximal 200 m mächtig) in Form von Schluffen, Feinsanden und Quarzkleinschottern etwa südlich der Linie Riedlingsdorf-S Oberschützen das Pannon. Die im südöstlichen Steirischen Becken fehlende Zone F ist dabei im Pinkatal und bei Oberneuburg S Oberwart in der Kohle von Ebenau und dem s. g. Congerienschnäbelhorizont bei Siget (SAUERZOPF, 1952) zu finden.

Nach Osten greift das Pont direkt auf das Pennin von Rechnitz.

5.1.7. Pliozän (Abb. 21)

WINKLER-HERMADEN (1951) stellt die am Stradnerkogel und bei Klöch unter den Basalten erhaltenen Reste einer Schotterdecke (Präbasaltische Schotter) in das Daz. Diese Schotter finden ihre Fortsetzung in den Silberberg Schottern (bis faustgroße Quarzgerölle, 80 m mächtig) östlich der Grundgebirgsinsel von St. Anna/Aigen. Diese praebasaltischen Schotter, wie auch die Basaltdecken, lagern dem übrigen Tertiär diskordant über einer weitgehenden Einebnungsfläche (mit Rotlehmen) auf, die zu einer Zeit angelegt wurde, als die Absenkungsvorgänge im Steirischen Becken schon weitestgehend zum Stillstand gekommen waren (KOLLMANN, 1965).

Der basaltische Vulkanismus des Steirischen Beckens dokumentiert sich in drei großen Lavaextrusionen (Klöch, Steinberg, Hochstraden) und ca. 30–40 Tuffschloten. Zur Petrographie und Geochemie dieser Vulkanite vgl. Kapitel „7. Magmatismus“. Altersmäßig fallen sie in den Zeitraum zwischen $3,76 \pm 0,41$ bis $1,71 \pm 0,72$ ma (BALOGH et al., 1989).

Die Basalte werden an mehreren Lokalitäten von tiefgreifenden Verwitterungsdecken, Staublehmen und Kleinkiesen (Postbasaltische Schotter) überlagert. Post- bis synbasaltische Sedimente sind auch in den bei Fehring zur LECA-Herstellung abgebauten, feinkörnigen Kraterseeablagerungen vertreten (HÖLLER, 1982; BERTOLDI et al., 1983).

Die über den Basalten lagernden Sedimente gehören einer im Raum Klöch zweigeteilten Flur (Stadelberg-, Zahrerberg-Niveau) an, die Teil einer ausgeprägten Höhenflur sind, die sich vom Koralsensaum im Westen bis nach Ungarn verfolgen läßt. Es handelt sich dabei um eine klimamorphologisch bedingte Fußfläche, die unter subtropischen Bedingungen entstand. Sie stellt das Ausgangsniveau für die heutige Landschaftsmorphologie dar und dürfte eventuell bereits ein frühquartäres, jedoch präglaziales Alter besitzen (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

Weitere tertiäre Flächensysteme, beginnend mit dem Sarmat, sind in einem von WINKLER-HERMADEN vielfach beschriebenen Flurensystem von den höchsten Grundgebirgsniveaus absteigend und zum Tertiärbecken hin jünger werdend vor allem in der Umrandung des Steirischen Beckens vertreten.

Legende zu Abb. 15-21.

-  sedimentfreie Zone
-  mariner Ablagerungsbereich
-  limnisch - brackischer Ablagerungsbereich
-  limnischer Ablagerungsbereich
-  limnisch - fluviatiler Ablagerungsbereich
-  fluviatiler Ablagerungsbereich

-  Blockschutt

-  aktive miozäne Vulkane
-  erloschene subaerische miozäne Vulkane
-  miozäne Tuffe

-  plio-/pleistozäne Vulkane

-  Abschiebung

-  horizontale Bewegungskomponente

-  heutiger Grundgebirgsrand

- G.... Graz
- O.... Oberpullendorf
- R.... Radkersburg

-  W und N Verbreitungsgr. Pannon A/B
-  Verbreitungsgrenze Pannon C
-  Verbreitungsgrenze Pannon D/E

-  Deltaentwicklung
-  Roterde, Rotschutt
-  Konglomerate
-  Ooidkalke
-  Nulliporenkalke
-  coarsening/fining upward Sequenz

b bituminös

K Kohlevorkommen mit zeitweiliger wirtschaftlicher Nutzung

k Kohlevorkommen ohne wirtschaftliche Nutzung

-  Schüttungsrichtung

-  Transgression

-  Küstenlinie

20 km


- H..... Hartberg
- Gü..... Güssing

- K** Kohle des Pannon A/B
- KI** Kohle des Pannon C
- K̄** Kohle des Pannon D/E

Ott nang



Abb. 15: Paläogeographische Karte des Ott nang.

Karpat

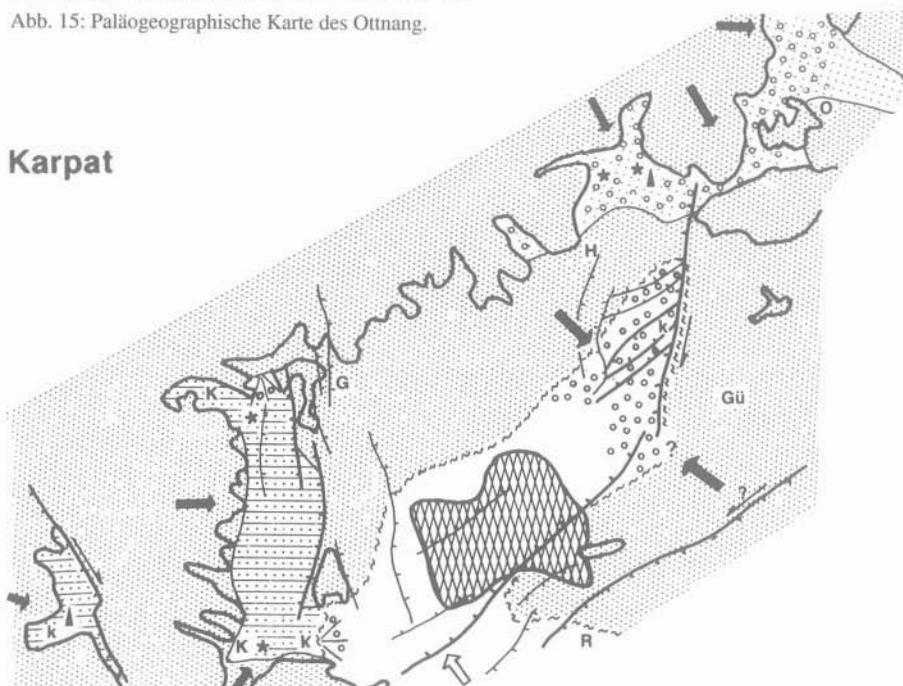


Abb. 16: Paläogeographische Karte des Karpat.

Unterbaden

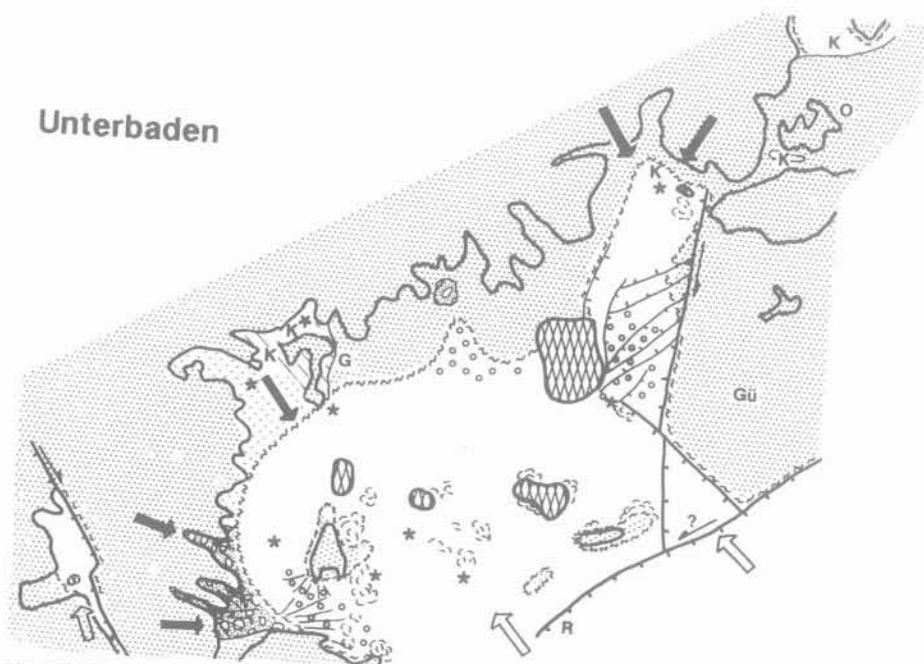


Abb. 17: Paläogeographische Karte des Unterbaden.

Untersarmat

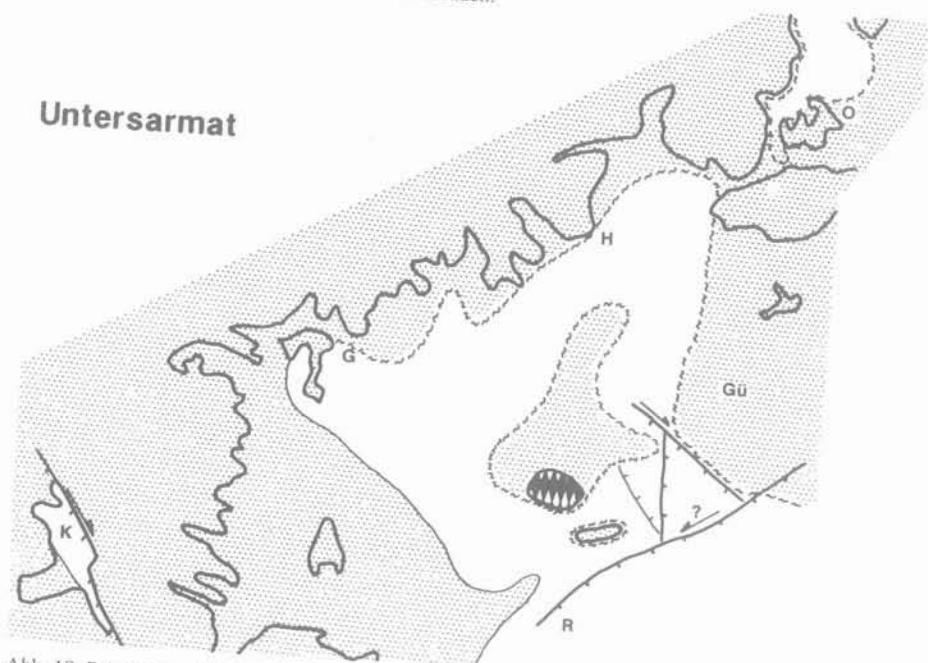


Abb. 18: Paläogeographische Karte des Untersarmat.

Obersarmat

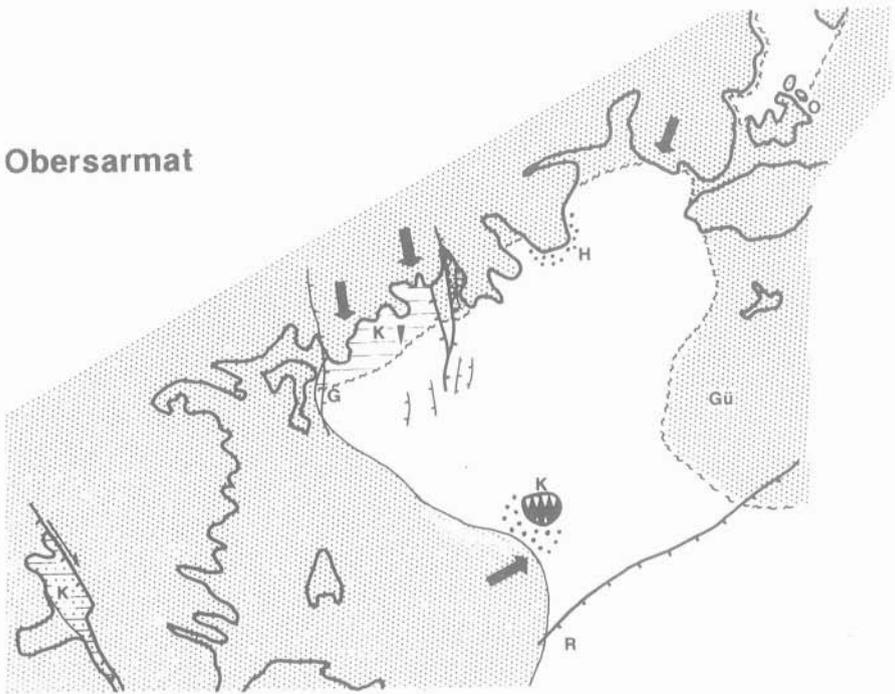


Abb. 19: Paläogeographische Karte des Obersarmat.

Pannon

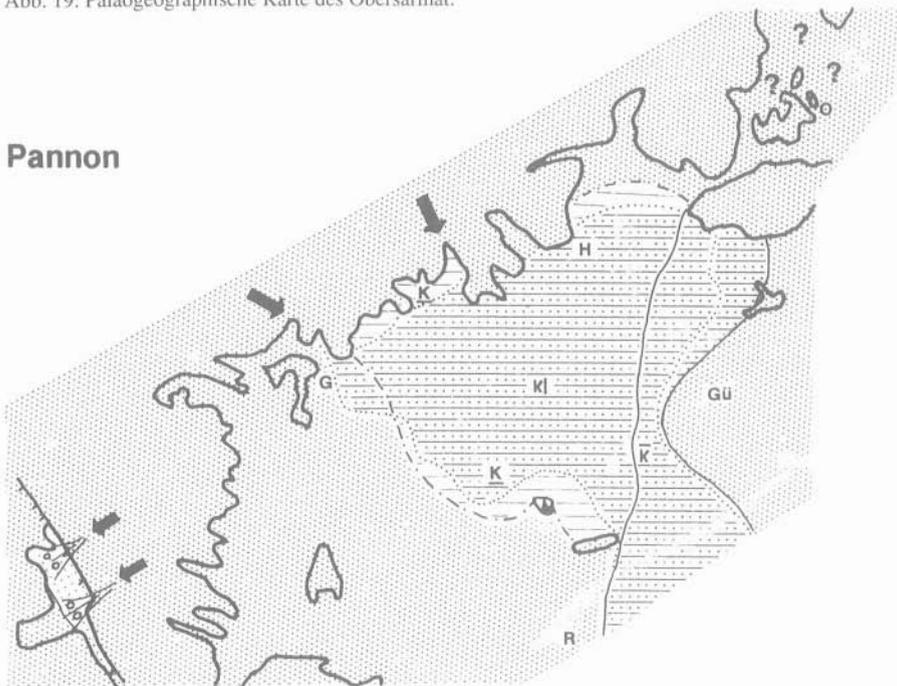


Abb. 20: Paläogeographische Karte des Pannon.

Pont

(+plio-/pleistozäne Vulkane)



Abb. 21: Paläogeographische Karte des Pont (und plio-/pleistozäne Vulkane).

5.2 Südburgenländische Schwelle (SBS)

Die SBS bildet heute ein durch Störungen klar begrenztes Strukturelement, durch das das Steirische Becken deutlich gegen den Pannonischen Raum abgegrenzt wird. Seine Entwicklung zeigt, daß der nördliche Teil (NNE Jennersdorf) das gesamte Miozän bis in das Pannon hinein eine landfeste Barriere bildete. Erst durch eine Verlagerung der Senkungszentren im Pont wird sie Sedimentationsgebiet und somit gemeinsam mit den südöstlichsten Anteilen des Steirischen Beckens in den pannonischen Sedimentationsraum mit einbezogen.

Bei Jennersdorf schwenkt die SBS nach SW, um in den Grundgebirgszug von Remschnigg/Possruck einzumünden. Dieser Teil besitzt durch die schrittweise Ausgestaltung der Senken von Weichselbaum und Mureck ab dem Karpat eine wesentlich geringere Barrierefunktion gegen den Pannonischen Raum. Lediglich der Bereich Stadelberg-Radochen tritt im Miozän als Hochzone in Erscheinung.

Lithologisch setzt sich die SBS aus Karbonaten und vulkano-klastischen Gesteinen zusammen, die mit den oberostalpinen Paläozoikumsvorkommen des Grazer Paläozoikums und Sausal-Remschnigg korreliert werden (SCHÖNLAUB, 1984; EBNER, 1988; FLÜGEL in KRÖLL et al., 1988). Der tektonische Kontakt des Paläozoikums am N-Rand der SBS mit dem Penninikum von Rechnitz deutet bisher noch nicht geklärte tektonische Probleme im Grundgebirgsbau des Alpenostrandes an.

Die Grenze zum Steirischen Becken ist eine sich seit dem Karpat herausbildende Abschiebung, die im N-Teil den E-Rand des Fürstenfelder Beckens bildet. SW der Senke von Weichselbaum sind die Grenzverhältnisse aufgrund der o. g. geringeren Barrierefunktion nicht so klar ausgebildet.

NEBERT (1979) gliedert die nördliche SBS in drei, durch Störungen voneinander getrennte Blöcke (Rechnitzer-, Eisenberger-, Güssinger Segment), die im jüngsten Tertiär gegen das Pannonische Becken gekippt und somit schrittweise in den Sedimentationsraum einbezogen werden.

Die im östlichen Teil der Oberwarther Bucht abgeteufte Bohrungen R3, R4 (PAPP & RUTTNER, 1952; NEBERT, 1979) durchdringen bis zum Grundgebirge in 187,5 m Tiefe 139 m mächtiges Pont (von oben nach unten: 80 m Sand-Folge des op3 mit 40 m mächtigen Basis-schottern; dieser wird von NEBERT (1979) mit dem Taborer Schotter korreliert. Dann folgen Äquivalente der Lignit-Folge, G-F op2 und die Ton-Sand-Folge op1 mit *Congeria neumayri* in einer Mächtigkeit von insgesamt 59 m (= Zone F). Die Schichtfolge setzt mit 48,5 m mächtigen Sedimenten der Ton-Sand-Folge (Mittelpannon, up4) ein.

In einigen Bohrungen über dem westlichen Eisenberger Segment (Neuhaus, Bachselten) stellen sich bereits im Mittel-Obersarmat geringmächtige Sedimente als erste Anzeichen einer Überflutung ein. Exakte Hinweise über die Sedimentationsverhältnisse im unteren Pannon fehlen. Lediglich die zwischen 543 m und 587 m mächtigen pannonisch-pontischen Schichtfolgen über Sarmat in Bachselten 1 und Neuhaus 1 deuten auf Sedimentation während dieser Zeit. Im Mittelpannon greift die Sedimentation auch auf das östliche Eisenberger Segment über (SB 01–SB 06, CFE 17)

Die in den SB Bohrungen über dem westlichen Eisenberger Segment gehörenden Sedimente gehören einer Ton-Sand-Ton-Folge an, in der mitunter glattschalige Cardien und *Planorbisreste* auftreten (VINZENZ, 1986).

Der N-Teil des Güssinger Segmentes (Güssing 1) zeigt dagegen kein Pannon. Erst im oberen Pont folgt mit der Sedimentation der Sand-Folge mit eingelagerten Lignit-Schmitzen (op3, Zone H nach NEBERT, 1979) – die mit der Ausbildung eines basalen Schotterzuges (= Äquivalent der Taborer Schotter) in den höheren Anteilen der Zone G einsetzt – ein einheitlicher Süßwasser-Sedimentkörper über der gesamten nördlichen SBS.

In unmittelbarer Grundgebirgsnähe finden sich im Raum Kirchfidisch und Hannersdorf am Hohensteinmais Berg, Csaterberg und Königsberg fossilführende Süßwasserkalke, die der Zone H zugeordnet werden (NEBERT, 1979 cum lit. und Faunenlisten).

Eine vergleichbare Süßwassermolluskenfauna führt auch der Opalfels des Csaterberges an der Basis der pontischen Sedimente direkt über dem Serpentin. Er wird als Randbildung des pontischen Süßwassersees aufgefaßt (KÜMEL, 1957).

Dies zeigt, daß die SBS bis in den Zeitbereich des op2 (Zone G) ein intensiver Verkarstung ausgesetztes Trockengebiet war. Fossile Karstspalten und ausgeprägte Paläokarstflächen unter pontischen Sedimenten treten im paläozoischen Grundgebirge in den Steinbrüchen um Kirchfidisch auf. In den Karstspalten reichlich auftretende Vertebratenfunde können mit der Zone F korreliert werden und datieren damit das Alter der Verkarstung (BACHMAYER & ZAPFE, 1969; 1972).

Die Absenkung der Schwelle setzte im mittleren Pont ein und führte zunächst zu randlichen Sumpfbildungen, ehe die gesamte Schwelle im oberen Pont zum Sedimentationsraum wurde. Günstige Voraussetzungen für die Kohlebildung waren nur kurzzeitig vorhanden (VINZENZ, 1986).

6. Tektonik

6.1. Mechanismen der Beckenbildung im Alpin-Pannonischen Grenzbereich

Modellvorstellungen über die Genese intramontaner Tertiärbecken waren in den letzten Jahren starken Wandlungen unterworfen. TOLLMANN (1985) erklärt die Anlage der Becken der Norischen Linie, die an bedeutende Längsbrüche gebunden sind, durch unterschiedliche isostatische Heraushebung des Alpenkörpers nach Erlahmen der alpidischen Horizontalbewegungen. Das Wiener Becken mit aus dem Untergrund durchgepausten variszischen Strukturen wird als eine sich ab dem Otnang bildende Riftstruktur gesehen, die mit einem Auseinanderdriften der Eurasiatischen Platte in E-W Richtung in Zusammenhang steht. Cogenetisch dazu bilden sich im Miozän die übrigen Ostrandbecken, die aufgrund ihrer Position über alpinen Basementeinheiten nicht so streng an SSW-NNE Strukturen gebunden sind (TOLLMANN, 1978; 1985).

In den letzten Jahren wurde in die Diskussion um die Tertiärbecken neues Gedankengut eingebracht. Überregionale Strike-Slip Zonen, E-W gerichtete Krustendehnung und die Bewegung kontinentaler Fluchtschollen (continental, lateral escape) in den innerkarpatischen Raum sind dabei die bestimmenden Elemente. Daneben spielen thermische Prozesse in tieferen Krusten- und höheren Mantelanteilen eine wichtige, im Detail jedoch noch unzureichend bekannte Rolle. Kausal werden alle Vorgänge mit der alpinen Orogenese als Folge schräger Kollision (dextrale Transpression sensu LAUBSCHER, 1971) zwischen der apulischen Platte und dem europäischen Kontinent in Zusammenhang gebracht. Durch die Scherbahnen sind die inneralpinen Tertiärbecken in ihrer Entstehung aber auch in klarem Kontext mit dem innerkarpatischen Raum zu sehen (NEUBAUER & GENSER, 1990; RATSCHBACHER et al., 1990; 1991a, b; KAZMER & KOVACS, 1985; ROYDEN, 1988 cum lit.).

Das Modell eines „Continental Escape“ entlang verschieden orientierter und den Ostalpen mit dem Pannonischen Raum verbindender Strike-Slip Zonen wurde erstmals für die Drauzug-Bakony-Einheit angenommen (KAZMER & KOVACS, 1985). Als Bewegungsbahnen für die E-W gerichtete Fluchtbewegung dieser Scholle fungiert das dextrale Gailtal-Balaton-System (= Periadriatisches Lineament) und ein nördliches sinistraler Bewegungssystem, dem im Osten die Raab-Linie und im Westen die DAV-Linie (= Defereggental-Anterselva-Valles-Linie) angehört. Basierend auf faziellen und paläogeographischen Studien (Perm bis Miozän; KAZMER & KOVACS, 1985) wird gezeigt, daß die zwischen dem älteren Eozän und spätem Oligozän erfolgten Lateralbewegungen um 450 km betragen. Auslösend für diese kontinentale Fluchtbewegung war die Kollision der apulischen mit der europäischen Platte. Diesem Ereignis folgte zwischen dem Eger und Baden eine 35° Rotation im Gegenuhrzeigersinn, die der Drauzug-Bakony-Einheit ihre heute gebogene Form verlieh (BALLA & MARTON, 1980). Der dafür notwendige Raum wurde durch Faltungsvorgänge in Flysch und Molasse der äußeren Westkarpaten geschaffen. Im Zusammenhang mit diesen „Escape“-Bewegungen wurden im Bakony als verbindende Elemente zwischen beiden Hauptbewegungssystemen dextrale Schersysteme zweiter Ordnung angelegt (KAZMER & KOVACS, 1985; MESZAROS, 1980).

Ein Angriffspunkt dieser weitreichenden tertiären Strike-Slip Tektonik ist, daß westlich des Pannonischen Raumes die dafür notwendigen nördlichen Bewegungsbahnen nicht klar ersichtlich sind, bzw. mehrere Störungslinien (nach TOLLMANN, 1987 ± willkürlich) zu einem Bewegungssystem (DAV-Linie) zusammengefaßt wurden.

Demgegenüber sehen NEUBAUER (1988) und RATSCHBACHER et al. (1989; 1991b) die nördlichen sinistralen Bewegungsbahnen nördlich bzw. innerhalb der Zentralalpen.

Weitreichende Lateralverschiebungen – abgeleitet aus Faziesvergleichen der Drauzug-Trias mit jener der Lombardei und den Westlichen Kalkalpen – werden neben anderen Autoren (z. B. PREY, 1978) auch von TOLLMANN (1963; 1987) angenommen. Nur wird der

Zeitpunkt der Verschiebung von TOLLMANN (1987) in eine Zeit (Jura – Unterkreide) vor den alpalpidischen Deckenbau verlegt, wodurch ein heutiges Erkennen der Gleitschienen nicht mehr möglich ist.

Der dextrale Bewegungssinn entlang der Pustertal-Gailtal-Linie wird im großen Maßstab u.a. auch aus den als Riedl-Scherflächen gedeuteten Mölltal- und Lavanttal-Störungen abgeleitet. Der Nachweis eines kretazischen Transpressionsregimes (RATSCHBACHER, 1986; SCHMID & HAAS, 1987), das Eingreifen der Mölltal-Linie in Grundgebirgsbereiche nördlich des Drauzuges und der Nachweis spätmiozäner Transpressionsstrukturen in den Karawanken (LAUBSCHER, 1971; POLINSKI, 1990) deuten an, daß dextrale Transpressionstektonik weit über den von KAZMER & KOVACS (1985) für das „Continental Escape“ angegebenen Zeitraum hinausreichte.

In den letzten Jahren wurde in mehreren Arbeiten darauf hingewiesen, daß zur Sedimentationszeit der inneralpinen Tertiärbecken eine E-W Extension die gesamten östlichen Zentralalpen erfaßte (NEUBAUER & GENSER, 1990, cum. lit.; RATSCHBACHER et al., 1989; 1991 a, b).

Erste orogenparallele Dehnungsprozesse sind jedoch bereits aus der Oberkreide bekannt. Zuvor erfolgte, ausgelöst durch die Kollision der apulischen und mittelpenninischen Mikroplatte, Deckenstapelung im Ostalpin, Subduktion südpenninischer Anteile und Metamorphoseereignisse in Unter- und Oberplatte. Der Einschub der ostalpinen Decken erfolgte dabei zuerst grob in E-W Richtung, um in einem späteren Stadium nach N zu verlaufen (NEUBAUER, 1987; RATSCHBACHER et al., 1989 cum lit.). Bei der Beurteilung der Transportrichtungen muß beachtet werden, daß spätere Blockrotationen im Gegenuhrzeigersinn WNW Richtungen auf SSW drehten (MAURITSCH & BECKE 1987, FLÜGEL et al., 1987).

In der Oberkreide beginnt die verdickte Kruste aufzusteigen (belegt durch oberkretazische Abkühlungsalter in der Oberkruste; FRANK, 1987; FRANK et al., 1987). Gleichzeitig mit dem Aufstieg metamorpher Kernkomplexe kommt es am Ostalpin zum Einsinken der Gosaubecken (NEUBAUER & GENSER, 1990). Der kausale Zusammenhang beider Prozesse zeigt sich im aufsteigenden Kernkomplex der Glein- und Koralpe über dem an flachen Abschiebungen das Grazer Paläozoikum nach ENE bewegt wird (NEUBAUER & GENSER, 1990). In dabei entstandenen Extensionsbecken wird die Kainacher Gosau abgelagert. Auf einen vergleichbaren Mechanismus wird auch das Einsinken der Krappfeld Gosau rückgeführt (NEUBAUER, 1987; RATSCHBACHER et al., 1989).

Nach der Krustenkollision der apulischen mit der europäischen Kontinentplatte wird vom Oligozän bis ins frühe Miozän das europäische Vorland in einer NW-SE gerichteten Kompressionsphase endgültig vom Alpenkörper überschoben. Dabei zerbricht das starre Alpenorogen in Blöcke und es entstehen die für die weitere Geschichte wichtigen Strike-Slip Systeme. Am Nordrand der Zentralalpen bildet sich dabei ein aus zahlreichen Einzelstörungen zusammengesetztes sinistres System (z. B. Salzach Störung, Ennstal Störung, Norische Linie), dem ein dextrales System im Bereich der Periadriatischen Linie gegenüber steht. Entlang dieser Störungssysteme wird der dazwischenliegende Krustenteil nach Osten in den Pannonischen Raum geschoben (tectonic escape). Eine weitere Reaktion ist nun eine E-W bzw. NE-SW gerichtete Krustenextension. Als Ausdruck oligozäner Krustendehnung können das Tertiär des Unterinntales, des Ennstales und die Intrusion der Periadriatischen Intrusiva gewertet werden (RATSCHBACHER et al., 1990, NEUBAUER & GENSER, 1990).

Im allgemeinen splintern Seitenverschiebungen immer wieder in einzelne Segmente auf, die gegeneinander seitenversetzt sind. In Krümmungszonen und Bereichen divergierender Verbindungsstrukturen können sich bei Anhalten seitenverschiebender Kräfte Transtensionsbereiche bilden, in denen Pull-Apart Becken aufreißen, deren Sedimentfüllung das Alter der Tektonik anzeigt. Gleichzeitig können in solchen Zonen aber auch Rotationen von Krustenblöcken um horizontale wie auch vertikale Achsen erfolgen.

In dieser Phase der alpinen Orogenese beginnen auch die Hochdruck-Metamorphite der subduzierten Unterplatte aufzusteigen. Begrenzt werden die sich nun heraushebenden penninischen Komplexe durch die genannten Seitenverschiebungssysteme, die untereinander

durch flach W- bzw. E-fallende Abschiebungen verbunden sind (SELVERSTONE, 1988; BEHRMANN, 1988; GENSER & NEUBAUER, 1989).

Dieser Prozeß der tektonischen Denudation führt zur Heraushebung und Entblößung der penninischen Fenster, zur Krustenausdünnung und Extension der entlang flacher Abschiebungshorizonte abgeglittenen ostalpinen Einheiten (extensional collapse), die ab nun nur mehr kühle/bruchhafte Deformationsbilder zeigen (NEUBAUER & GENSER, 1990; RATSCHBACHER et al., 1991b).

Die finalen, S-N bzw. SE-NW gerichteten Bewegungen in den Ostalpen mit den daraus resultierenden E gerichteten Displacements in die innerkarpatische Region bewirken in den äußeren Karpaten einen N gerichteten Deckenvorschub und 30° im Gegenuhrzeigersinn erfolgende Blockrotationen (BALLA 1988a). Danach schreitet die Überschiebungstektonik weiter in die Ostkarpaten fort.

Im innerkarpatischen Raum bildet sich im jüngeren Miozän ein neuer Extensionsbereich. Dieser liegt in back arc Position in Bezug auf den Karpatenbogen und ist mit einer Versteilung der zuerst flach eintauchenden Subduktionsfront vor der ostkarpatischen Faltenstirn zu erklären (BURCHFIEL & ROYDEN, 1982).

Der im steirischen Raum und der innerkarpatischen Provinz in back arc Position auftretende Vulkanismus ist trotz genetischer Interpretationsprobleme (vgl. Kapitel „7. Magmatismus“) ebenfalls im Zusammenhang mit den zuvor beschriebenen Krustenbewegungen zu sehen.

Die Bildung der inneralpinen Tertiärbecken steht in klarer Beziehung mit den geschilderten tektonischen Vorgängen, die auch im Krustenaufbau ihren Ausdruck finden. Ein Krustenprofil aus den Zentralalpen (Raum Judenburg) zeigt nach Osten hin eine markante Mächtigkeitsreduktion von ca. 37 km auf ca. 23 km im Pannonischen Raum. Beginnend an der Sausal-Schwelle existiert ein ca. 50 bis 70 km breiter Krustenstreifen, der in seinem Schwerfeld eine sehr heterogene Struktur aufweist und diesbezüglich bereits als Teil des Pannonischen Blocks angesehen werden kann (ARIC, 1981; ARIC & GUTDEUTSCH, 1981; ARIC et al., 1987; WALACH & WEBER, 1987). Da die in ca. 20 km Tiefe liegende Konrad-Diskontinuität das Ausdünnen der Kruste nach Osten nicht nachzeichnet, kann auf subkrustale Erosion geschlossen werden. Erwähnenswert ist in diesem Zusammenhang auch die Lage von seismischen Inversionszonen im steirischen Raum in Teufen von 8 bis 12 und 20 bis 60 km, wobei die oberste Zone nach Osten ausdünn (ARIC, 1981; MILLER et al., 1982).

Es zeigt sich somit auch im Krustenaufbau ein Zusammenhang zwischen dem Einsinken von Sedimentbecken als Ausdruck kontinentaler Extension über einer abgesenkten Krustenoberfläche und einem Anheben der Moho. Letzteres ist notwendig, um durch seitliche Zufuhr von Mantelmaterie die Isostasie wieder herzustellen. Ein komplementärer Vorgang dazu ist die isostatische Hebung der Krustenoberfläche und deren Kompensation durch abströmendes Mantelmaterial nach Krustenverdickungen. Duktiles Materialfließen nach Osten wird im Zuge der oligozänen bis miozänen Transpressionstektonik auch im Pennin des Rechnitzer Fensters nachgewiesen (RATSCHBACHER et al., 1990). Andere Mechanismen sind für „thin skinned“-Becken (z. B. Wiener Becken; ROYDEN, 1985) verantwortlich unter denen bei ausgedünnter Kruste keine Mantelhochlagen und damit verbunden kein erhöhter Wärmefluß festgestellt werden kann.

Die rezente geodynamische Situation am Alpenostrand mit der Verteilung der Erdbebenzentren an zwei unterschiedlich orientierten Seitenverschiebungszonen und einem dazwischen nach Osten hinausgeschobenen Krustenkeil deuten die Wirksamkeit dieser Escape- bzw. Extensions-Tektonik bis in die jüngste Zeit an (GUTDEUTSCH & ARIC, 1987).

Ein quantitatives Maß für das teilweise durch Sedimentinput kompensierte Absinken der Krustenoberfläche ist die Subsidenz, die durch ein tektonisch/thermisches Moment und die Auflast der Sedimente verursacht wird. Die Subsidenzgeschichte der innerkarpatischen und inneralpinen Becken setzt im Otnang/Karpat ein und zeigt einen zweiphasigen Verlauf (SCLATER et al., 1980). Zuerst finden sich große Subsidenzraten verbunden mit synsedimentärer Bruchtektonik als Ausdruck rascher Krustenextension, die mit dem „Lateralescape“

bzw. der Extension der Ostalpen und des innerkarpatischen Raumes in Zusammenhang gebracht wird. Die zweite Phase ist ein bis heute andauernder thermisch kontrollierter Prozeß, der mit back arc Extension im innerkarpatischen Raum zusammenhängt. Die Sedimente der letztgenannten Phase sind meist ungestört und lagern dem prätertiären Grundgebirge mit onlap-Strukturen auf.

6.2. Tektonik im Steirischen Becken

Vorbemerkungen

Grundlage für die Strukturanalyse im Steirischen Becken ist vor allem die Reliefkarte des prätertiären Untergrundes des Steirischen Beckens (KRÖLL et al. 1988). So plausibel die vorhin dargestellten Mechanismen der Beckenbildung auch sind und sich aus dem überregionalen geodynamischen Geschehen ableiten lassen, so schwierig ist ihre Beurteilung im Detail. Es zeigt sich, daß einzelne, in der Literatur erwähnte und z. T. auch in Abbildungen eingezeichnete Störungen, die für schematisch angenommene Pull-Apart Mechanismen notwendig sind, sich in der dafür erforderlichen Weise in der Untergrundkarte nicht wiederfinden. ROYDEN et al. (1982: Abb. 5; 1983: Abb. 3) betrachten das Steirische Becken als Pull-Apart Bildung innerhalb eines sinistralen Strike-Slip Systems westlich der relativ gering deformierten SBS. Speziell die dafür notwendigen im N des Steirischen Beckens eingezeichneten NE-SW Störungen sind in dieser Weise nicht existent. BALLA (1988b: Abb. 5) ordnet den Steirischen Raum im Miozän einem Extensionsbereich zu, für den sinistrale Scherung und das Umbiegen von Lineamenten aus der E-W Richtung gegen NNE östlich der nördlichen SBS verantwortlich sind. RATSCHBACHER et al. (1991b) interpretieren das Steirische Becken als Dehnungsstruktur innerhalb des nach Osten hinausgeschobenen Krustenkeils. Seine Struktur deutet auf durch Strike-Slip Bewegungen beeinflusste Grabenbildung hin.

Das Störungsmuster

Die Problematik der Darstellung geophysikalisch ermittelter Störungszonen im prätertiären Untergrund wird von KRÖLL in KRÖLL et al. (1988) diskutiert, wobei die begrabenen miozänen Vulkanbauten die Situation zusätzlich erschweren. Um den Verlauf und die Natur der Störungen eindeutig zu klären, müßte der gesamte prätertiäre Beckenrahmen und der Beckeninhalt einer modernen strukturgeologischen Analyse unterzogen werden. Aus den uns zur Verfügung stehenden Daten ergibt sich folgendes tektonisches Bild:

Für die strukturelle Gliederung des Steirischen Beckens sind vor allem \pm N-S verlaufende Brüche als Ausdruck E-W gerichteter Krustendehnung wichtig. Diese Störungen bilden auch die Westgrenze der N-S orientierten Mittelsteirischen Schwelle und der nördlichen SBS, die als Abschiebungen ausgebildet sind.

Der tiefste Teil des *Fürstenfelder Beckens* ist durch NE-SW Störungen zwischen NNE-SSW orientierten Abschiebungen gekennzeichnet. Diese Bruchstufen können als Störungen 2. Ordnung auf Extension in NNE-SSW Richtung im Zeitraum Karpat/Baden rückgeführt werden. Ursache dafür sind geringfügige (dextrale) Lateralbewegungen entlang der NNE-SSW Abschiebungen und Unstetigkeiten in der Intensität der Escape-Tektonik in den freien innerkarpatischen Raum.

Die ebenfalls in diesem Zeitraum aktiven NE-SW Störungen SW der Straße von Weichselbaum sind als tektonische „Erinnerungen“ an die Raab-Linie bzw. den Pannonischen Raum zu werten. Sie formen eine Horststruktur entlang der Linie Radochen-Dreiländerecke, die im NW und SE von gegensinnig einfallenden Abschiebungen begrenzt wird. Hinweise auf die Existenz von Horizontalbewegungen entlang dieser Linien sind nicht

bekannt. Die Ausbildung der Senke von Mureck muß ebenfalls in Verbindung mit diesen Störungen gesehen werden.

Die *Senke von Weichselbaum* wird durch NW-SE streichende Abschiebungen begrenzt, die im Zeitraum Baden - Sarmat aktiv waren. Die NE-Begrenzung bildet eine Abschiebung, für die aus der Untergrundkarte zusätzlich dextraler Lateralversatz ableitbar ist. Für die Entstehung der Straße von Weichselbaum sind folgende Möglichkeiten zu diskutieren:

1. Hypothetische Blockrotationen von ostalpinen Grundgebirgsblöcken im Nahbereich der Raab-Linie (vgl. BALLA, 1988b). Für die nördliche SBS sind mittelmiozäne Rotationen durch strukturgeologische und paläomagnetische Untersuchungen nachgewiesen (MARTON et al., 1987; RATSCHBACHER et al., 1990).
2. Zusammenspiel von Bewegungen entlang der Raab-Linie und NW-SE Störungssystemen. Letztgenannte Störungen stellen dabei eventuell die nordwestlichsten Ausläufer von dextralen Blattverschiebungen dar, die im Pannonischen Raum zwischen der Raab- und Balaton-Linie große Bedeutung besitzen (vgl. KAZMER & KOVACS, 1985; RUMPLER & HORVARTH, 1988). Nach NW kann diese dextrale Seitenverschiebung lediglich anhand magnetischer Messungen bis in den Raum Weiz nachgewiesen werden, ohne jedoch in der auf Seismik basierenden Reliefkarte des Untergrundes Berücksichtigung zu finden (KRÖLL in KRÖLL et al., 1988).
3. Öffnung der Straße von Weichselbaum durch unterschiedliche E-W Extension im Zuge der Escape-Tektonik.

Im Raum *Weiz-Gleisdorf* treten weitere N-S orientierte Störungen auf. Diese ebenfalls auf Extension in E-W Richtung rückgeführten Abschiebungen mit einem Mindestvertikalversatz um 300 m können in den Zeitraum Postuntersarmat – ? Unterpannon eingengt werden. In einer späteren, ebenfalls E-W gerichteten Kompressionsphase, wurden NE-SW bzw. NW-SE verlaufende Störungspaare angelegt, die durch Lateralverschiebungen die zuvor gebildeten Horst- und Grabenstrukturen modifizieren (KRAINER 1984, 1987b).

Die jüngsten Bruchstrukturen treten innerhalb der nördlichen SBS in Erscheinung. Hier auftretende NE-SW und NNW-SSE Störungen stehen zweifellos mit der Kippung der einzelnen Segmente der SBS gegen den Pannonischen Raum in Zusammenhang (vgl. Kapitel 5.2.).

NEBERT (1979) gliedert diesen Teil der nördlichen SBS in drei, durch Brüche voneinander getrennte Segmente. Das nördlichste, Rechnitzer Segment, zeigt eine Kippung nach SSW, das mittlere Eisenberger Segment eine nach S. Letzteres läuft dadurch über Edlitz 1 kontinuierlich abfallend in das Pannonische Becken aus. Bei Güssing folgt bis zur Senke von Weichselbaum das Güssinger Segment, in dem die obertägigen Paläozoikumsaufschlüsse ebenfalls an den Nordteil gebunden sind.

Die von NEBERT (1979) zwischen dem Rechnitzer und Eisenberger Segment geforderte Störung könnte sich in der Untergrundkarte durch eine NE-SW verlaufende nordgerichtete Abschiebung abbilden, die N Neuhaus und Bachselten die Oberwarter Bucht im S begrenzt. Diese Abschiebung müßte dann mit der SSW Kippung der Rechnitzer Scholle zu erklären sein. Daraus resultiert auch, daß die Oberwarter Bucht nach W durch den NNE-Randbruch entlang der SBS und im SE durch die zuvor genannte N-Abschiebung begrenzt wird und im nach Osten verflachenden Becken pontische Sedimente in den Korridor zwischen Rechnitz und Hannersdorf eingreifen.

Die Westgrenze der nördlichen SBS wird durch die sich erstmals im Karpat abzeichnende Abschiebung am Ostrand des Fürstenfelder Beckens gebildet. Im Osten und Südosten gegen das Pannonische Becken tritt als Grenze SSE Rechnitz zunächst ein N-S verlaufender Bruch (maximale Sprunghöhe bis 500 m) und dann ein NE-SW streichendes Bruchsystem auf. Dieses zeigt NW Örszentpeter einen maximalen Versatz von ca. 1500 m bis zum Depotzentrum des Raabgrabens, der sich SE dieser Zone befindet. Gegen SW verliert diese markante Störung an Wirksamkeit.

Die Bruchtektonik entlang der Raab-Linie ist auch für die „Richtungsänderung“ der SBS SW der Straße von Weichselbaum verantwortlich. Dieses immer wieder zitierte „Umschwenken“ der SBS von einer N-S in eine NE-SW Richtung geht dabei lediglich auf die

SW-NE Begrenzung des ostalpinen Blocks durch die Raab-Linie zurück. Im Tertiär erhoben sich einige Teilbereiche am SE-Rand des ostalpinen Blocks als Inseln über das Meeresniveau und markieren derart den SW-Teil der SBS, die durch flankierende Störungen in NE-SW Richtung auch strukturell betont wird. Die nördliche SBS gehörte dagegen bis in das Pont einem zusammenhängenden Festlandsbereich an, dessen Westflanke sich störungsbedingt ab dem Karpat, die ebenfalls bruchbedingte Ostflanke jedoch erst wesentlich später, während der Hauptsidizidenphase des Pannonischen Beckens, bildete.

Sinistrale Bewegungen entlang der Raab-Linie sind für das Miozän problematisch, da diese Bewegungslinie – obwohl von mehreren Autoren mit der im W gelegenen DAV-Linie in Verbindung gebracht (KAZMER & KOVACS, 1985; SCHMID et al., 1989) – zu den letztgenannten Störungen keine eindeutige Verbindung aufzeigt. FLÜGEL in KRÖLL et al., (1988) diskutiert, inwieweit die Raab-Linie im SW des Steirischen Beckens in eine nordvergente Überschiebung übergeht. Ebenso wären noch ältere (? intra- und vorgosauische) Bewegungen an dieser Linie, vor allem auch im Hinblick auf das von FLÜGEL (1983) und GOLLNER et al. (1987) vorgestellte Modell der Geröllanlieferung für die Kainacher Gosau zu diskutieren.

RUMPLER & HORVATH (1988) nehmen an der Raab-Linie über den von KAZMER & KOVACS (1985) angenommenen Bewegungszeitraum (Eozän – spätes Oligozän) auch für das mittlere Miozän laterale Verschiebungskomponenten in der Größenordnung einiger Zehnerkilometer an.

Kinematische Konsequenzen

Der dargestellte Bereich zwischen Lavanttal und Landseer Bucht ist Teil eines Krustenblocks (kontinentale Fluchtscholle), der entlang überregionaler Schersysteme (Salzach Störung, Ennstal Störung, Norische Linie im N; Periadriatisches Lineament und Balaton-Linie im S) unter Krustenextension nach Osten bewegt wurde (Abb. 1).

Die Anlage und Sedimentationsgeschichte der Neogenbecken innerhalb dieses Rahmens wird auf eine mit E-W Extension (extensional collapse) vereinbare Bruchtektonik rückgeführt, die im Miozän die Ausbildung \pm N-S orientierter Brüche verursachte. Einen Teil dieser N-S Störungen interpretieren NEUBAUER & GENSER (1990) als Abschiebungen, die durch Kippung von Grundgebirgsblöcken nach Osten über flach einfallenden Abschiebungszonen entstanden sind. Damit wird die asymmetrische Beckenform des Lavanttales, des West- und Oststeirischen Beckens erklärt. All diesen Becken ist gemeinsam, daß der um eine horizontale Achse rotierte Grundgebirgsblock im W aushebt, das Beckentiefste gegen E verschoben ist und die Ostgrenze zum nächsten rotierten Grundgebirgsblock (Koralpe für das Lavanttal, Sausal für das Weststeirische Becken und SBS für das Oststeirische Becken) eine steile Abschiebung darstellt (Abb. 22). Die großen Grundgebirgsschwellen bilden daher speziell an den Westflanken von Abschiebungen begrenzte Strukturen, die erstmals im Karpat in Erscheinung traten (vgl. dazu NEUBAUER & GENSER, 1990).

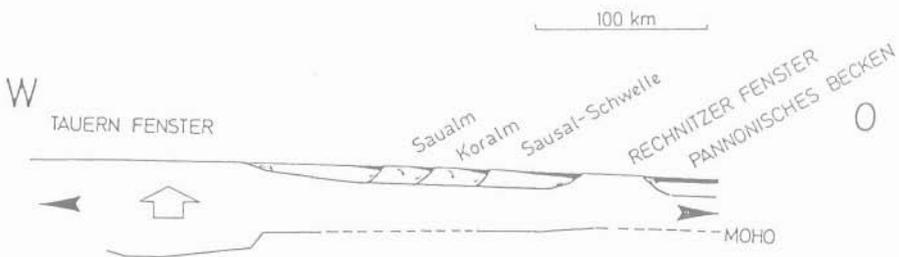


Abb. 22: Interpretation der Oberflächenstrukturen der östlichen Ostalpen und der Tiefenlage der Moho. Schwarz: jungtertiäre Sedimentbecken (NEUBAUER & GENSER, 1990: Abb. 7).

Im südlichen Oststeirischen Becken treten NE-SW streichende Bruchstrukturen in den Vordergrund. Diese können aufgrund ihrer übereinstimmenden Orientierung mit der Raab-Linie und dominanten sinistralen Störungssystemen im ungarischen Raum als typisch pannonische Strukturelemente betrachtet werden. Die Raab-Linie als Teil dieses Systems grenzt dabei den ostalpinen Krustenblock in NE-SW Richtung mit scharfem Störungskontakt gegen den Pannonischen Block ab, dessen prätertiäres Basement durch mesozoische Schichten gekennzeichnet wird.

Altersmäßig ist diese Tektonik vor allem dem Karpat-Unterbaden zuzuordnen. Sie fällt einerseits etwa mit der „Steirischen Phase“ zusammen, andererseits aber auch mit den Sedimentationsschwerpunkten in den Pull-Apart Becken entlang der Norischen Linie. Dies zeigt den engen Zusammenhang in der Intensität der sinistralen Bewegungen entlang dieser Linie als Folge des Continental Escape und der E-W Extension innerhalb der kontinentalen Fluchtscholle, die sich u. a. im Steirischen Becken durch maximale Subsidenzraten bis $> 20 \text{ cm}/100 \text{ a}$ ausdrückt.

Im Pont werden die südöstlichsten Teile des Steirischen Beckens in die großräumige Absenkung des Pannonischen Raumes mit einbezogen.

7. Magmatismus

Der Vulkanismus im Steirischen Becken ist Teil der magmatischen Aktivität im Pannonischen Raum. Aufgrund der geologischen Position und radiometrischer K/Ar-Alter (LIPPOLT et al., 1975; STEININGER & BAGDASARIAN, 1977; BALOGH in EMBEY-ISZTIN et al., 1985; BALOGH et al., 1989) können im Steirischen Becken, der Landseer Bucht und dem Lavanttal drei zeitlich getrennte Eruptionsphasen erkannt werden. Die Verbreitung der Vulkanite ist Abb. 2 zu entnehmen.

7.1. Karpat – Unterbaden

In Karpat und Unterbaden wurden saure bis intermediäre K-betonte Vulkanite gefördert. Diese bauen bis zu 1200 m hohe, heute aber großteils begrabene Schildvulkane auf. Lediglich in der Umgebung von Gleichenberg überragen die Vulkane jüngere Sedimente. Vulkanische Zentren sind das 30 × 20 km große Vulkangebiet von Mitterlabill–Gleichenberg (St. Nikolai, Mitterlabill, Paldau, Gleichenberg), der kleinere Schildvulkan von Ilz–Walkersdorf, das Vorkommen von Weitendorf–Wundschuh sowie die gangartigen Vorkommen von Retznei (HAUSER, 1951) und Aschau (WINKLER-HERMADEN, 1933; 1951). All diese stehen in enger genetischer Beziehung mit Vulkaniten im nördlichen Slowenien (FANINGER, 1970) und dem Lavanttal (Kollnitz; ZIRKL, 1963; LIPPOLT et al., 1975). Diese „steirisch – slowenische Vulkanprovinz“ ist als westlichster Ausläufer des innerkarpatischen Vulkanbogens aufzufassen (z. B. ROYDEN et al., 1983). Gefördert wurden hauptsächlich Trachyandesite, Andesite, Shoshonite und Dazite (HERITSCH, 1967; HERITSCH in FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Die Zuordnung der Gesteine nach COX et al. (1979) aus publizierten Analysen ist Abb. 23 zu entnehmen. Hydrothermale, die magmatische Kristallisation abschließende, und postvulkanische Zersetzungserscheinungen führten teilweise zur Bildung von Alunit und SiO₂-Phasen (z. B. Gossendorf; BARTH-WIRSCHING et al., 1990).

Innerhalb der karpatisch – unterbadenschen Eruptionsphase dürfte es zu einem Nordwandern der magmatischen Aktivität gekommen sein. Karpatisches Alter ist für die Dazite des nördlichen Sloweniens wahrscheinlich und für die tieferen Vulkanithorizonte der Bohrung Mitterlabill 1 gesichert. Relativ mächtige Unterbaden-Sedimente über Vulkaniten im Bereich Wiersdorf–St. Nikolai sprechen dafür, daß ein Großteil dieser Vulkanite gleichfalls karpatisches Alter besitzt. Unterbadensches Alter ist für obertags anstehende Gesteine des Gleichenberger Gebietes, den Schildvulkan von Ilz–Walkersdorf und das Vulkangebiet von Weitendorf–Wundschuh radiometrisch bzw. biostratigraphisch gesichert. Radiometrische Datierungen des Basaltes von Kollnitz weisen auf den Grenzbereich Unter/Mittelbaden. Möglicherweise erstreckte sich die magmatische Aktivität auch im Bereich Mitterlabill bis ins Unterbaden. Fehlende Unterbaden-Sedimente über Vulkaniten können hier aber auch durch das Aufragen des Vulkans über den Meeresspiegel erklärt werden.

Die großteils karpatischen Vulkanite Nord-Sloweniens, der Bohrungen Mitterlabill I und St. Nikolai 1, 2 sind nach der Klassifikation von IRVINE & BARAGAR (1971) subalkalische Gesteine. Die mehrheitlich unterbadenschen Vulkanite aus Gleichenberg, Paldau, Walkersdorf, Weitendorf und Kollnitz plotten in den Grenzbereich subalkalisch – alkalisch. Im Diagramm nach IRVINE & BARAGAR (1971; Abb. 24) fallen alle Proben in den kalkalkalischen Bereich. Dies sind Argumente für einen subduktionsbezogenen Vulkanismus im Sinne von RANDULESCU & SANDULESCU (1973). Das Auftreten unterbadenscher, alkalischerer Gesteine in nördlicher Position könnte mit einem Versteilen der Subduktionsfront begründet werden. LEXER & KONECNY (1979) erklären die Anlage des innerkarpatischen Vulkankranzes mit einem durch die Subduktionsvorgänge entlang des Außenrandes des Alpen – Karpaten-

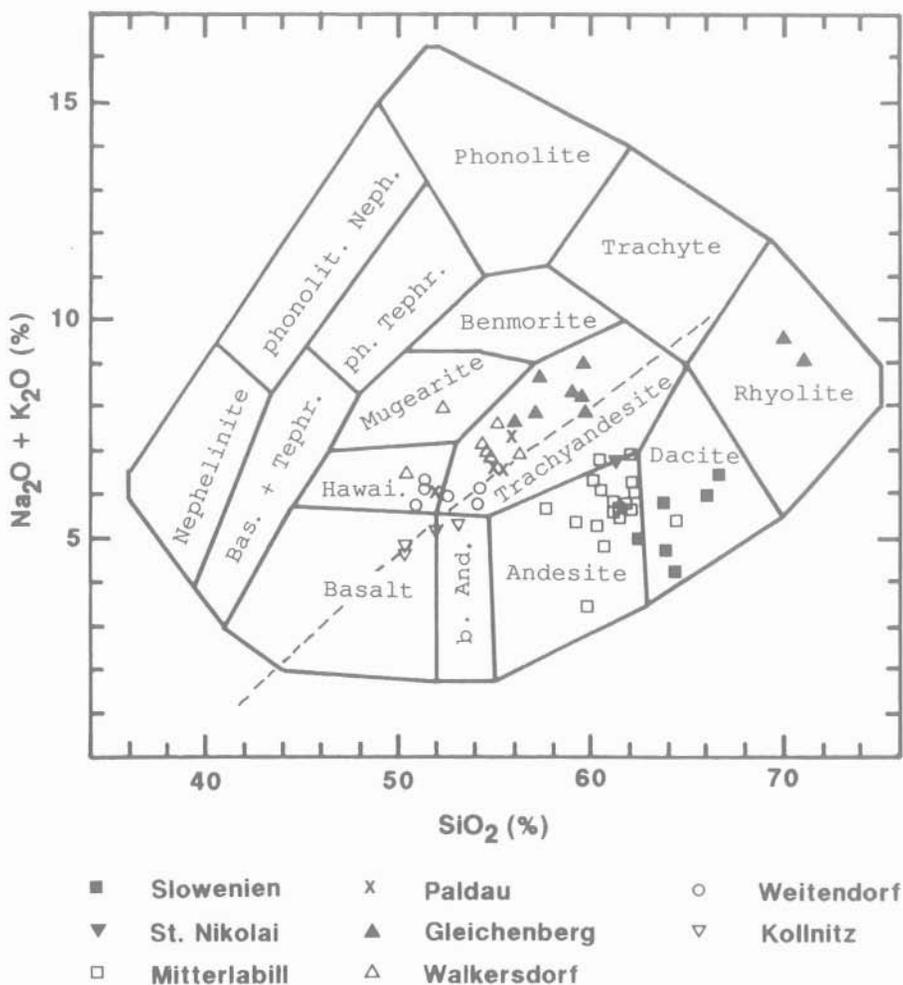


Abb. 23:
 Klassifikation karpathisch-unterbadener Vulkanite nach COX et al. (1979) aus publizierten Analysendaten: FANINGER (1970), HERITSCH (1967a,b; 1979; 1982), PRODINGER (1968; 1969). Offensichtlich alterierte Proben fanden keine Berücksichtigung.
 Die strichlierte Linie im Diagramm markiert die Grenze zwischen alkalischem (links/oben) und sub-alkalischem Bereich nach IRVINE & BARAGAR (1971).

bogens initiierten Manteldiapirs. Dabei kam es zur Mischung bzw. Verunreinigung von Aufschmelzprodukten des oberen Mantels und der subduzierten Platte (SALTERS et al., 1988). Die relativ hohen K_2O Gehalte, das K/Sr - und Rb/Sr -Verhältnis in Vulkaniten des Raumes Gleichenberg–Walkersdorf weisen nach HERITSCH (1967 a) und KOLMER (1980) auf Differentiations-, Assimilations- und Austauschprozesse eines alkali-olivinbasaltischen Magmas unter geringem Druck. LANGE & CARMICHAEL (1991 cum lit.) betonen, daß K-reiche Vulkanite häufig in Bereichen intensiver Dehnungs- und Strike-Slip Tektonik während, aber auch nach Subduktionsvorgängen auftreten. Dieses Modell des verzögerten Aufstiegs subduktionsbezogener Magmen, der erst durch Krustendehnung ausgelöst wird, erklärt viele Beobachtungen im Steirischen Becken.

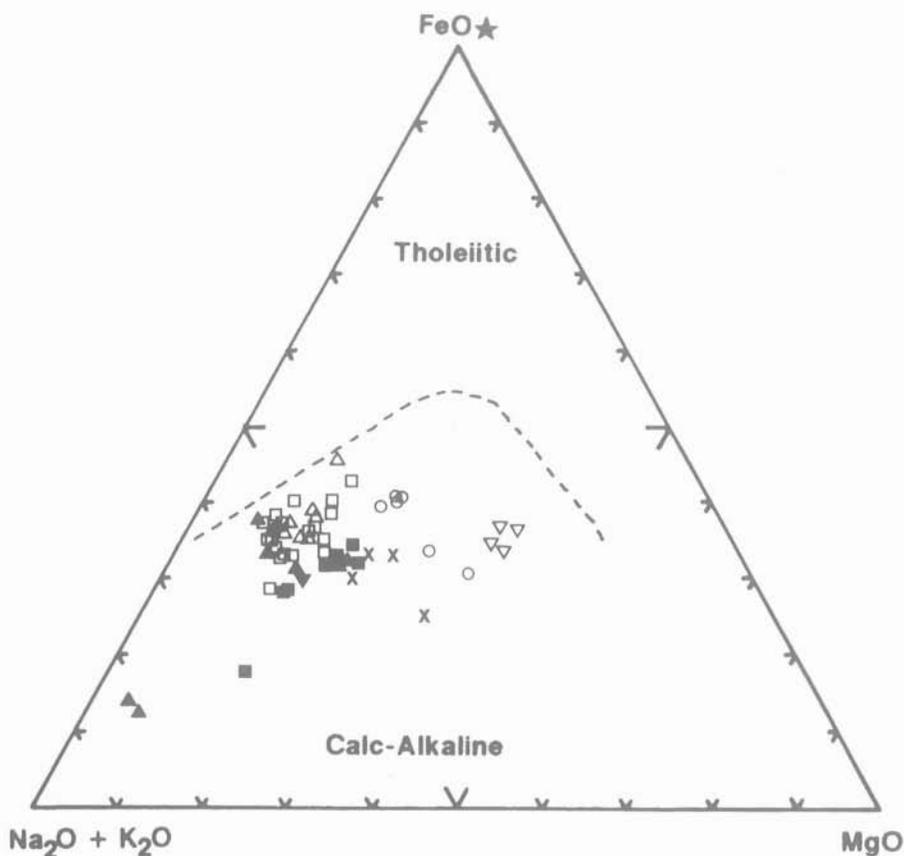


Abb. 24:
Die Position der karpatisch-unterbadensischen Vulkanite (Symbole vgl. Abb. 23) der steirisch-slowenischen Vulkanprovinz fällt im Diagramm nach IRVINE & BARAGAR (1971) in das kalkalkalische Feld.

7.2. Sarmat/Pannon

Die zweite vulkanische Phase mit absoluten Alterswerten von $10,5 \pm 1,0$ bis $12,3 \pm 1,1$ ma ist dem Grenzbereich Sarmat – Pannon zuzuordnen (BALOGH et al., 1989). Zentren dieser basaltischen Eruptionen befanden sich in der Landseer Bucht im Bereich Oberpullendorf-Stoob und Pauliberg. Die Klassifikation der alkalischen Gesteine nach COX et al. (1979) ist Abb. 25 zu entnehmen.

Nach POULTIDIS & SCHARBERT (1986) treten Alkaliolivinbasalte, Trachydolerit und Olivintholeiite auf.

7.3. Plio-/Pleistozän

Der jüngste (plio-/pleistozäne) Vulkanismus ist basaltisch und Na-betont. Die bedeutendsten Lavavorkommen sind die Lavadecke des Hochstraden, das Klöcher Massiv – gedeutet als Caldera im südlichen und als Aufschüttungskegel im nördlichen Bereich – und die zum

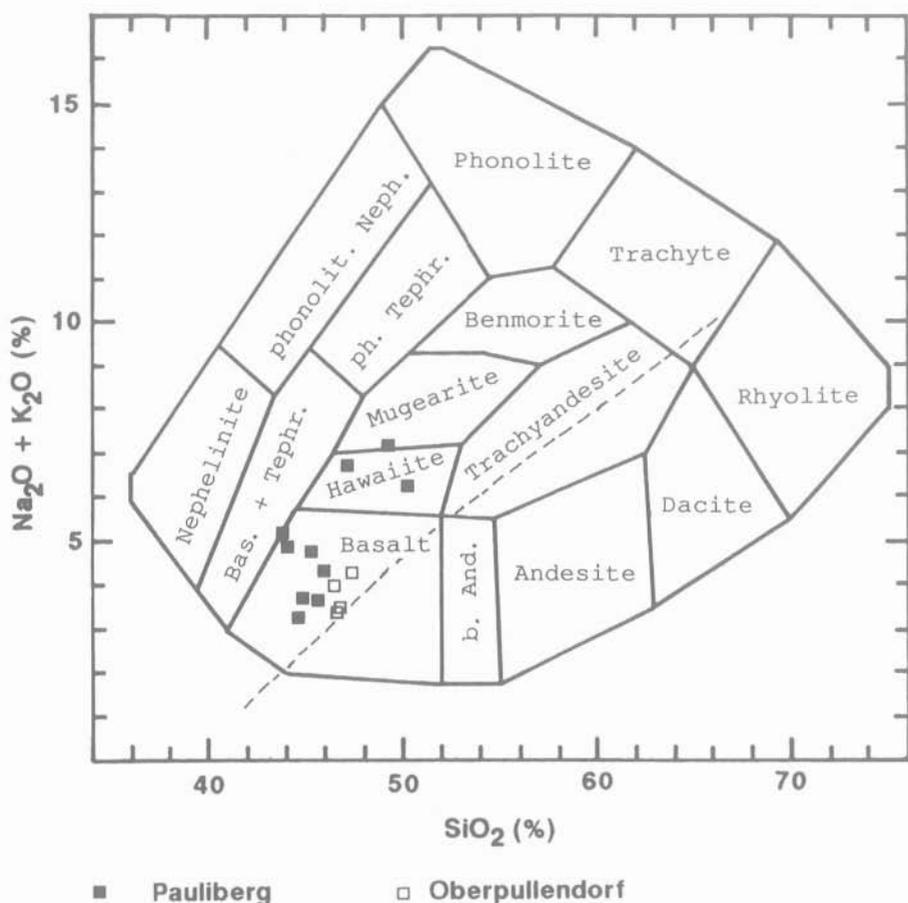


Abb. 25: Klassifikation der sarmatisch/pannonischen Vulkanite nach Cox et al. (1979) aus publizierten Analysendaten: PISO (1970), POULTIDIS & SCHARBERT (1986), SCHARBERT et al. (1981). Sämtliche Proben fallen in den alkalischen Bereich (= links oberhalb der strichlierten Linie als Grenze zum subalkalischen Bereich nach IRVINE & BARAGAR, 1971).

Teil als Intrusion aufgefaßte Lavamasse des Steinberges bei Feldbach. Mit den Lavaergüssen verknüpfte Tufftätigkeit kommt in etwa 30 bis 40 Durchbruchröhren (Pipes) zum Ausdruck (HERITSCH in FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Radiometrische Altersangaben der Basalte schwanken zwischen $1,7 \pm 0,7$ und $3,8 \pm 0,4$ ma (BALOGH et al., 1989). Die Tuffe führen häufig aus dem Mantel (50–80 km Tiefe) stammende Xenolithe für die Gleichgewichtstemperaturen von 940–1100° C bei Drucken von 15–27 Kb angenommen werden (KURAT et al., 1980). EMBEY-ISZTIN et al. (1985) betonen, daß die Nephelinite des Stradnerkogels die untersättigsten Basalte des gesamten Pannonischen Raumes sind. Sie leiten davon ab, daß das Magma unter sehr geringer Aufschmelzung in beträchtlicher Tiefe bei hohem Druck gebildet wurde. Die sarmatisch/pannonischen Vulkanite der Landseer Bucht entstammen gleichfalls dem oberen Mantel, allerdings wurden die Magmen in geringerer Tiefe und unter höherem Aufschmelzungsgrad gebildet.

Abb. 26 zeigt die Lage der plio-/pleistozänen Vulkanite im Diagramm nach Cox et al. (1979).

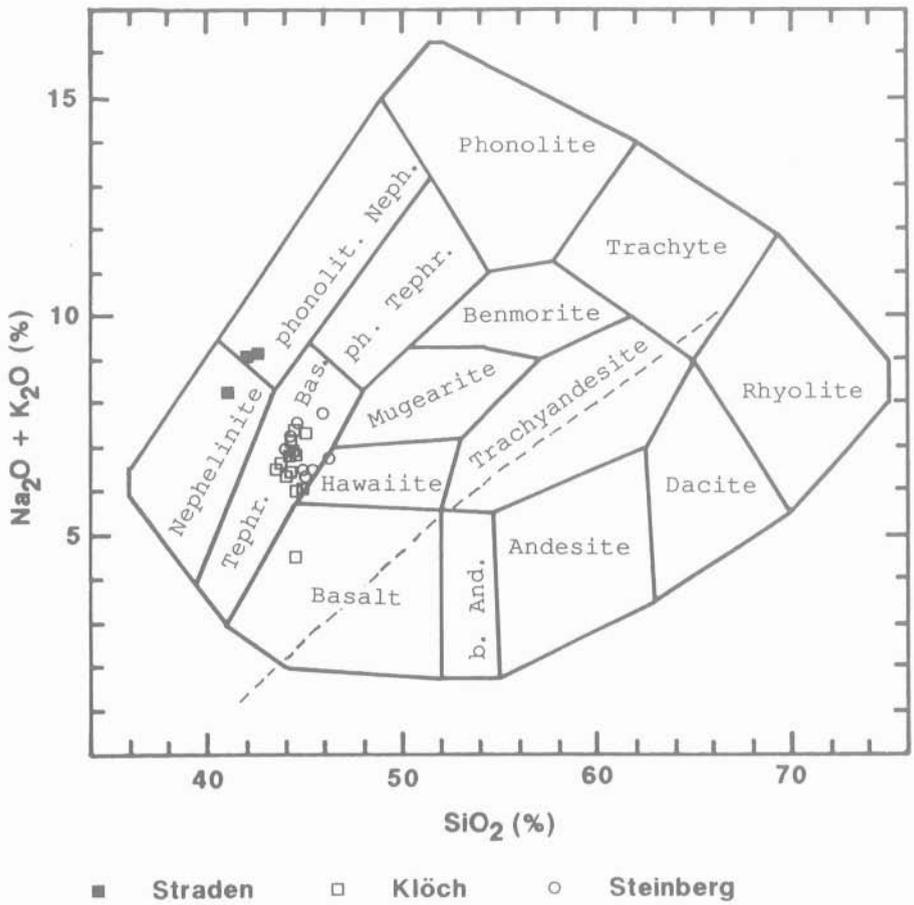


Abb. 26:
 Klassifikation der plio-/pleistozänen Vulkanite nach Cox et al. (1979) aus publizierten Analysendaten:
 HERITSCH (1967a; 1975; 1976), HERITSCH & HÜLLER (1975), POULTIDIS & SCHARBERT (1986), SCHARBERT
 et al. (1981). Sie stellen die SiO₂ ärmsten Vulkanite des gesamten Pannonischen Raumes dar.

8. Geothermische Entwicklung des Steirischen Beckens

Der Inkohlungsgrad organischer Substanz steigt mit zunehmender Temperatur und wird auch durch die Zeitdauer der Temperatureinwirkung beeinflusst. Das Inkohlungsbild kann daher Aufschluß über die thermische Entwicklung eines Sedimentbeckens geben.

Aus den in Kap. 3 präsentierten Inkohlungsdaten ergibt sich für die thermische Entwicklung des Steirischen Tertiärbeckens folgendes Bild (vgl. SACHSENHOFER, 1990; 1991):

Die geothermischen Verhältnisse im Steirischen Becken im Karpat und Unterbaden stehen in engem Zusammenhang mit dem miozänen Vulkanismus. Die Inkohlungsgradienten in den vor-mittelbadensischen Schichten nehmen als Folge erhöhten Wärmeflusses im Bereich der miozänen Vulkane in Richtung auf die vulkanischen Zufuhrschlote (bis 3,6 % Rr/km) zu (Abb. 8, 9). In einer Entfernung von einigen Kilometern ist ein thermischer Einfluß des Vulkanismus nicht mehr nachzuweisen. Weiter entfernte Bohrungen sind daher durch Inkohlungsgradienten unter 0,4 % Rr/km gekennzeichnet.

Die z. T. extrem erhöhten Inkohlungsgradienten und ihre rasche Abnahme mit der Entfernung von den Vulkanbauten deuten auf eine starke, in geringer Tiefe liegende und räumlich begrenzte Wärmequelle hin. Möglicherweise handelt es sich dabei um eine seicht (< 10 km) liegende, sekundäre Magmenkammer (vgl. GILL, 1980: 59). Die paläogeothermischen Gradienten im Einflußbereich der Vulkane lassen sich wegen der unbekanntesten, vermutlich aber sehr kurzen Zeitdauer der Aufheizung kaum angeben, sollten aber 10° C/100 m im Nahbereich der Zufuhrschlote weit übertroffen haben. Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen in den tiefsten karpatischen Schichten der Bohrungen Mitterlabill 1 und Pichla 1 zeigen, daß mit maximalen Temperaturen über 300 bzw. 250° C gerechnet werden muß (frdl. Mitt. Dr. J. РАИТН). Mit dem Ende der magmatischen Aktivität gingen die geothermischen Gradienten deutlich zurück. Dies wird im geknickten Inkohlungsverlauf zahlreicher Bohrungen ersichtlich. Dabei ist zu bemerken, daß der Knickpunkt, der das Ende der thermischen Aktivität anzeigt, in der Bohrung Radkersburg 2 (Raabgraben) sowie in den Bohrungen des südlichen Steirischen Beckens (Pichla 1; Perbersdorf 1; event. Mitterlabill 1) im Karpat liegt, jener der Bohrungen des zentralen und nordöstlichen Steirischen Beckens (Fürstenfeld Therm 1, Blumau 1a, Walkersdorf 1, etc.) aber im Unterbaden. Daraus läßt sich ein Wandern der magmatischen und thermischen Aktivität von Süden nach Nordosten ableiten.

Kontakterscheinungen an der Basis miozäner Vulkanite sind (wegen der ungünstigen Probenlage in den Bohrungen) nur vom Shoshonit von Weitendorf bekannt. Hohe Reflexionswerte (bis 3,2 % Rr) aus der sedimentären Unterlage des Shoshonits zeugen ebenso wie Frittings- und Bleichungserscheinungen (FLÜGEL et al., 1952; KRAINER, 1987c) von thermischer Beeinflussung. Die Zeitdauer der Einwirkung erhöhter Temperatur im Kontaktbereich von vulkanischen Gesteinen liegt in der Größenordnung von Monaten (LOVERING, 1935; HORVATH et al., 1986). Abb. 27 erläutert die Beziehung zwischen Vitritreflexion und maximaler Gesteinstemperatur für sehr kurze Aufheizzeiten. Aus dieser Abbildung ergibt sich für die Unterlage des Weitendorfer Shoshonits eine Temperatur von 450 bis 500° C. Diese Temperatur stimmt mit berechneten und gemessenen Daten aus vergleichbaren Kontaktzonen verschiedener magmatischer Körper mit Temperaturen von ca. 1000° C (BOSTICK, 1973; HORVATH et al., 1986) überein. Sie belegen eine Platznahme des Vulkanits im heißen Zustand. MAURITSCH (1975) spricht dagegen von einer Platznahme des Vulkanitkörpers bei einer unter dem Curiepunkt für Titanomagnetit (400–500° C) liegenden Temperatur.

Im Südweststeirischen Becken kann wegen des Fehlens von Tiefbohrungen keine endgültige Aussage über Alter und Ursache der relativ hohen Inkohlung (Glanzbraunkohlenstadium im Eibiswalder Revier) getroffen werden. Der ± parallele Verlauf der 0,4%-Iso-reflexione zur eingemuldeten Karpat/Badengrenze im Raum Gamlitz (Abb. 6) weist aber

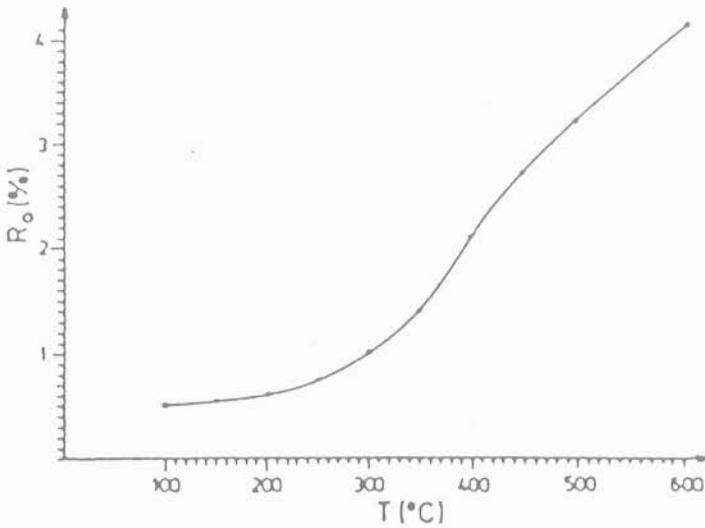


Abb. 27: Beziehung zwischen maximaler Temperatur und Vitrinitreflexion für eine Inkohlungszeit von einem Monat (nach BOSTICK, 1973).

darauf, daß die Inkohlung vermutlich bereits im (tieferen?) Baden abgeschlossen war. Das für die Inkohlung zur Verfügung stehende Zeitintervall beträgt daher lediglich 3–6 Mio. Jahre (SACHSENHOFER, 1990). Das Diagramm (Abb. 28) nach BOSTICK et al. (1979) erlaubt die Abschätzung der maximalen Inkohlungstemperatur aus der mittleren Vitrinitreflexion und der Einwirkzeit dieser Temperatur. Für die hangenden Bereiche der Eibiswalder Schichten (ca. 0,4 % R_r, Einwirkzeit max. 3 Mio. J.) ermittelt sich die maximale Temperatur mit

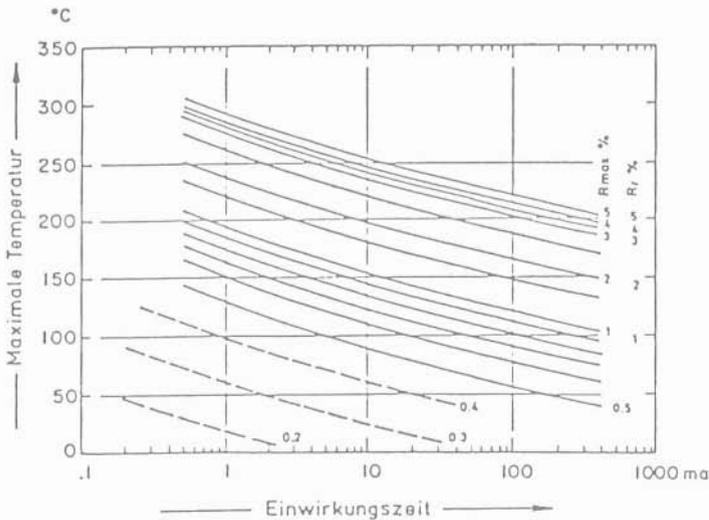


Abb. 28: Beziehung zwischen maximaler Temperatur, Einwirkungszeit dieser Temperatur und der Vitrinitreflexion (nach BOSTICK et al., 1979; aus WOLF, 1988).

ca. 75° C, für das Top der Radl-Schotter (ca. 0,60 % Rr, Einwirkzeit max. 6 Mio. J.) mit ca. 120° C. Diese Temperaturen entsprechen bei durchschnittlichen geothermischen Gradienten (3° C/100m) Überlagerungsmächtigkeiten von 2000–3500 m. Es ist unwahrscheinlich, daß im Weststeirischen Becken nach dem Karpat 2000 m mächtige Sedimente abgelagert wurden. Wegen der bereits im Otnang einsetzenden Heraushebung der Radl-Schotter ist auch für diese mit keiner Überlagerungsmächtigkeits von 3500 m zu rechnen. Dies spricht dafür, daß das Glanzbraunkohlenstadium in diesem Gebiet auf erhöhte paläogeothermische Gradienten im Zeitraum Otnang bis (?) Baden zurückzuführen ist (SACHSENHOFER, 1990).

Die erhöhten Gradienten, die auch die Inkohlungsunterschiede zwischen den karpatischen Glanzbraunkohlen des Eibiswalder Revieres im südwestlichen und gleichalten Weichbraunkohlen des Köflacher Revieres im nordwestlichen Steirischen Becken (vgl. VINZENZ, 1984) erklären, stehen möglicherweise mit dem dazitischen Vulkanismus im Zusammenhang, dessen Gesteine nach WINKLER-HERMADEN (1929a) südwestlich des Radlberges in Radl-Schotter und Eibiswalder Schichten eingedrungen sind. Nach HAMRLA (1988) ist auch das Glanzbraunkohlenstadium miozäner Kohlen am Südbhang des Bachergebirges (Zrece) und bei Windischgraz (Sele) auf erhöhte paläogeothermische Gradienten in Verbindung mit dem karpatischen Dazitvulkanismus zurückzuführen.

Lokale Inkohlungsmaxima in karpatischen Schichten im südwestlichen Steirischen Becken zwischen Remschnigg und Poßruck (bis 1,6 % Rr; Abb. 6; SACHSENHOFER, 1990) und im Tertiärkorridor von Grodnau (bis 1,1 % Rr; Abb. 7; SCHWENDT, 1990) deuten auf lokale Aufheizung über bis jetzt unbekanntem Subvulkanen. Der durch das Inkohlungsmaximum im Tertiärkorridor von Grodnau indizierte Subvulkan ist möglicherweise auch für die Genese der Antimonitlagerstätte Schlaining verantwortlich (BELOCKY et al., 1991).

Nach dem Unterbaden gingen die geothermischen Gradienten im gesamten Steirischen Becken zurück. Die (paläo-)geothermischen Gradienten berechnen sich aus den Inkohlungsprofilen der Tiefbohrungen und den (nicht dekomprimierten) Subsidenzkurven nach der Lopatin-Methode (WAPLES, 1980) unter Berücksichtigung der von HORVATH et al. (1988) rekalibrierten TTI-Vitrinitreflexions-Beziehung mit 4,0° C/100 m bis 5,5° C/100 m (Litzelsdorf 1, Stegersbach Therm 1, Übersbach 1, Binderberg 1, Jennersdorf 1). Diese Werte stimmen mit den rezenten geothermischen Gradienten im Steirischen Becken überein.

Ein Einfluß des plio-/pleistozänen Vulkanismus auf das regionale Inkohlungsbild des Steirischen Tertiärbeckens kann nicht nachgewiesen werden. Dies hängt vermutlich mit dem lokalen Charakter der Basalt- und Tufferuptionen, der großen Tiefenlage (50–80 km) der Magmenbildung im Erdmantel (KURAT et al., 1980) und der Eruptionsform zusammen. Frittingserscheinungen an der Basis von Basaltlaven bestätigen jedoch auch hier thermische Kontakterscheinungen.

Nach GOLDBRUNNER (1988) beträgt heute die geothermische Tiefenstufe im Oststeirischen Becken generell ca. 25 m° C (4,0° C/100 m). Erhöhte geothermische Gradienten sind an Hochstrukturen gebunden und sind hydrodynamisch bedingt. So liegt im Raum Binderberg die geothermische Tiefenstufe aufgrund konvektiven Wärmetransportes bei 18 m° C (5,6° C/100 m).

Nach der Wärme flußkarte des Pannonischen Beckens (DÖVENEYI & HORVATH, 1988b) beträgt der Wärme fluß im Steirischen Becken ca. 80–100 mW/m². Der gegenüber dem Normalwert von ca. 60 bis 70 mW/m² deutlich erhöhte Wärme fluß wird mit der Mantelhochlage unter dem Pannonischen Raum erklärt.

9. Regionale Vergleiche

9.1. Wiener Becken

TOLLMANN sieht im Wiener Becken eine Riftstruktur, die mit einem Auseinanderdriften der Eurasiatischen Platte in Zusammenhang steht. Die Beckenanlage in SSW-NNE Richtung wird dabei auf durchgepauste variszische Strukturen der nach S abtauchenden Böhmisches Masse erklärt (TOLLMANN 1978, 1985).

ROYDEN (1985) erklärt das Wiener Becken dagegen als typische Pull-Apart Bildung in einem sinistralen Strike-Slip System. Die zur Beckenbildung führende Extension wird dabei als „thin skinned“ erkannt. Dies bedeutet, daß lediglich seichte Krustenteile (i. w. die alpinen Decken) von der Extension betroffen werden, während die tieferen Krustenteile (das Europäische Vorland unter den alpinen Decken) und der Mantel davon unberührt bleiben. Unter dem Wiener Becken ist daher keine Mantelhochlage feststellbar. Das sinistrale Scherensystem entstand dadurch, daß die alpidischen Decken im Westen durch den S-Vorsprung der Böhmisches Masse abgeblockt wurden, während sie im Osten weiter nach Norden in den freien Raum vorstoßen konnten. Eine detaillierte Analyse des Subsidenzgeschehens und der Wärmeflußdaten unterstützt das „thin skinned“ Modell.

Auch RATSCHBACHER et al. (1990) erkennen das Wiener Becken als Pull-Apart Becken an, wobei das Umschwenken der sinistralen Bewegungsbahnen in die NNE Richtung als „Corner-Effekt“, an der nach S vorspringenden Böhmisches Masse bezeichnet wird.

9.2. Norische Senke

Diese Tertiärbecken stellen typische rhombische Pull-Apart Becken am Ende versetzter Strike-Slip Störungen dar, die dem sinistralen Bewegungssystem am Nordrand des nach Osten bewegten ostalpinen Krustenkeils angehören (NEUBAUER, 1988; NEUBAUER & GENSER, 1990; NIEVOLL, 1985). Die Beckenfüllung umfaßt Karpat und Unterbaden.

9.3. Lavanttal

9.3.1. Sedimentationsgeschichte und Paläogeographie

Die Sedimentation setzt im Lavanttaler Tertiär im Karpat (? Otnang) im Bereich der Granitztaler Mulde über einem ausgeprägten Relief mit Roterdeverwitterung ein. Im Norden greifen die Sedimente weit auf das kristalline Liefergebiet über, an der Südflanke der E-W streichenden Granitztaler Mulde sind sie steil aufgerichtet. Gegen das Hangende zu kommen vermehrt feinklastische Sedimente zur Ablagerung.

Divergierende stratigraphische Auffassungen erschweren die Rekonstruktion des weiteren Sedimentationsgeschehens. BECK-MANNAGETTA (1952) stellt die Blockschotter der Unteren Granitztaler Schichten in das Karpat und nimmt für die Feinklastika der hangenden Anteile (incl. dem Tertiär von Schönweg) ein Unterbaden-Alter an. FUCHS (1980) diskutiert aufgrund paläogeographischer Überlegungen ein Einsetzen der Sedimentation im Otnang und ordnet den Oberen Granitztaler Schichten ein Karpat-Alter zu, dem auch die biostratigraphische Datierung von Schönweg mit Karpat (KNOBLOCH, 1977) entspricht. Die Mächtigkeit der Granitztaler Schichten beträgt bis 800 m.

Über den Oberen Granitztaler Schichten kommt es zu einer Verlagerung der Depozentren. Das Sedimentationsgeschehen verlagert sich ab nun aus der zuvor E-W streichenden Granitztaler Mulde auf das in NW-SE Richtung angelegte Lavanttal. Die Granitztaler Mulde wurde nicht in die postkarpatische Absenkungstektonik einbezogen. Der Inkohlungsgrad der Granitztaler Schichten ist daher gering. Offen bleibt dabei die Frage, inwieweit die Blockschotter von St. Margarethen N und W von Wolfsberg den Oberen Granitztaler Schichten zuzuordnen sind oder unterbadensische Blockschotter darstellen, die als Äquivalente zum Schwanberger Schutt des Steirischen Beckens nach einer durch die Steirische Phase erfolgten Reliefbelebung abgelagert wurden.

In der höheren Lagenidenzone dringt das Meer, Koralpe und Poßruck/Remschnigg im Süden umgehend, in das Untere Lavanttal ein. Es bilden sich nun die insgesamt 150 m mächtigen, mergeligen Mühltdorfer Schichten. An seiner Basis besitzt dieses sonst hochmarine Schichtglied limnische Fischeschiefer; weiters bemerkenswert sind Einschaltungen dazitischer Tuffe (KAHLER, 1938). Fossilreiche marin/brackische Randbildungen sind im Raum Ettendorf dem Koralpenkristallin aufgelagert. Trotz weiterer Eintiefung des Beckens setzt im höchsten Unterbaden durch Abschnürung von den hochmarinen Bereichen im SE ein Verlandungsprozeß ein, der im höchsten Baden mit Torfmoor- und Süßwasserbildungen zu einer vollkommenen Aussüßung führte. In das nun verlandende Becken (Mergel, Tone, Sandsteine) werden aus dem NW Kristallinmaterialien, aus dem Süden hingegen Kalkgerölle (Dachberg-Schotter) eingetragen. Die Gesamtmächtigkeit des Badens liegt im Bereich von 500–800 m.

Der isoliert auftretende basaltische Andesit von Kollnitz, der Granitztaler Schichten durchstöbt und randlich frittet, besitzt ein K/Ar-Alter von $14,9 \pm 0,9$ Jahren (LIPPOLT et al., 1975; KOLMER, 1980b).

Im Untersarmat dringt das Meer wiederum ins Lavanttal ein. Inwieweit dies über die weitgehend eingeebnete Koralpe (sensu WINKLER-HERMADEN, 1957; FUCHS, 1980; TOLLMANN, 1985) erfolgte, ist fraglich. Eine andere Interpretationsvariante wäre die einer Koralpe und Remschnigg im Süden umgehenden Meeresverbindung, die durch postuntersarmatische Transpressionstektonik (Saigerstellung der Dachberg-Schotter in der Andersdorfer Mulde) geschlossen wurde.

Es lagert sich nun eine bis 265 m mächtige brackische, sandig-mergelige Abfolge ab, in der bei Regressionsphasen im St. Stefaner Teilbecken drei Flözhorizonte (Totzer Flöz, St. Stefaner Flözhorizont mit Liegend- und Hangendflöz) gebildet wurden. Darüber signalisieren Säugetierreste in Schiefertönen, ein Phosphorhorizont und die Überlagerung des St. Stefaner Flözhorizontes durch „Dachberg-Schotter“ eine abermalige Verlandung. Mittelsarmat ist aus dem Lavanttal nicht bekannt, im Obersarmat tritt eine max. 75 m mächtige sandig-mergelige Süßwasser-Folge mit dem Kuchler Flözhorizont auf.

Ab dieser Zeit ist die Koralpe als Barriere gegen das Steirische Becken jedenfalls wieder aktiv. Darauf deuten auch die ältesten und morphologisch höchsten Flurensysteme der Koralpe hin (Korniveau 1–3; WINKLER-HERMADEN, 1957).

Im Unterpannon werden bis 900 m mächtige Sand- und Schotterfächer von den aufsteigenden Kristallinbereichen der Sau- und Koralpe eingeschüttet, wobei die relative Feinkörnigkeit der Sedimente auf geringe, syndimentäre Reliefunterschiede schließen läßt. Isolierte Blockschotter im oberen Lavanttal und die Reidebener Schotter des unteren Lavantales werden dem Pliozän (Daz) zugeordnet. Örtlich können sie Mächtigkeiten bis 300 m erreichen (BECK-MANNAGETTA, 1952).

9.3.2. Tektonik

Strukturell untergliedert sich das Lavanttaler Becken in fünf Teilbereiche:

1. Das ursprünglich E-W orientierte Granitztaler Becken zeigt mit seinen präbadensischen Sedimenten im N sedimentäre Anlagerungsgefüge und im S eine postkarpatische (? während der Steirischen Phase erfolgte) Steilstellung der Schichten.

2. Das Becken von St. Stefan weist asymmetrischen Bau mit flachem Westschenkel mit sedimentären Anlagerungsstrukturen und einer störungsbedingt steilen Ostflanke gegen die Koralpe auf. Die Anlage dieser Struktur resultiert aus einer Kippung der Saualpe nach Osten. In ähnlicher Weise rotierte auch die Koralpe, wodurch gleichzeitig die nach W gerichtete Abschiebung an der Ostflanke des Lavanttales zur Ausbildung kam. Die im Norden und Westen ausbeißenden und nach Osten absinkenden \pm flächigen Flözhorizonte mit einem nach Osten an Mächtigkeit zunehmenden Zwischenmittel weisen darauf hin, daß diese Schollenkipfung auch im Sarmat noch andauerte. In einer jüngeren Phase (Pannon) wird der östliche Teil des Flözes (Kuchler Tiefscholle) um ca. 350 m abgesenkt. Versetzungen im westlichen Ausbißbereich zeigen, daß nachsarmatisch dextrale seitenverschiebende Bewegungen entlang NNW-SSE streichender Störungen wirksam waren. Gleichzeitig mit dem dextralen Versatz wurden in der tertiären Füllung NE-SW streichende Zerrspalten angelegt (BASSIER, 1964).
Die Inkohlung des Kuchler Flözhorizontes (Weich- bis Mattbraunkohlen) ist im wesentlichen jünger als die Einmuldung des Kuchler Flözhorizontes (\pm paralleler Verlauf der Linien gleichen Wassergehaltes und der Isohypsen; Abb. 29). Im südlichen Ausbißbereich des Kuchler Flözes treten mit einem Wassergehalt (af) von ca. 40 % die geringsten Inkohlungswerte auf. Dies deutet möglicherweise auf eine sehr junge Kippung des Beckens nach Süden.
3. Die zwischen Mesozoikum im Westen und Koralpenkristallin im Osten beiderseits störungsbedingt begrenzte Andersdorfer Mulde weist durch Saigerstellung der Dachberg-Schotter auf eine transpressive Phase innerhalb dieses Systems. Die Westgrenze der Andersdorfer Mulde stellt die Fortsetzung des Kuchler Sprunges, der vertikal wie auch horizontal wirksam war, dar.
4. Die schmale Ettendorfer Teilmulde zeigt dagegen sedimentäre Auflagerungskontakte im Osten und Störungsgrenzen im Westen. Auch hier kann das tektonische Erscheinungsbild mit Transpression erklärt werden.
5. Die isolierten Becken von Schiefling, Bad St. Leonhard und Obdach mit ? Karpat liegen zwischen gegeneinander seitlich versetzten Störungszonen. Sie können als Pull-Apart Bildungen bezeichnet werden.

Die Anlage der Tertiärbecken des Lavanttales erfolgte in einem transtensiven Milieu. Die Becken zeigen daher sowohl Charakteristika von Rift Becken als auch von Pull-Apart Becken (RATSCHBACHER et al., 1991b). Strike-Slip Bewegungen werden durch ein dextrales System zweiter Ordnung hervorgerufen, das die Hauptstörungen des sinistralen Norischen Systems und des dextralen Periadriatischen Systems verbindet (ARIC et al., 1987; SCHMID et al., 1989).

9.3.3. Geothermische Entwicklung

Aus den in Tab. 5–7 zusammengefaßten Inkohlungsdaten ergeben sich folgende Aspekte für die geothermische Entwicklung des Lavanttaler Beckens:

Im Gegensatz zum Steirischen Tertiärbecken kann im Lavanttaler Becken ein thermischer Einfluß des miozänen Vulkanismus (Basalt von Kollnitz) auf das Inkohlungsbild (? aufschlußbedingt) nicht nachgewiesen werden.

Die Inkohlungsverhältnisse in den Kohletiefbohrungen Schilting und Eitweg (Tab. 7) erlauben gewisse Rückschlüsse auf die thermische Entwicklung im St. Stefaner Teilbecken seit dem Sarmat. Die Bohrung Schilting traf in 1000 m Tiefe Sarmat-Kohlen mit einer Vitritreflexion von ca. 0,35 % Rr an. Der Inkohlungsgradient beträgt ca. 0,06 % Rr/km. Das Tiefenintervall der Bohrungen ist für eine detaillierte Analyse der thermischen Geschichte zu gering. Der Inkohlungsgradient deutet jedoch darauf hin, daß die paläogeothermischen Gradienten weder extrem hoch, noch extrem gering waren. Dies stimmt mit den rezent gemessenen Gradienten in den Bohrungen Schilting und Eitweg (ca. 3° C/100 m; HOLZER & POHL, 1980) überein. Der rezente Wärmefluß von ca. 100 mW/m² (CERMAK & HURTIĆ, 1979)

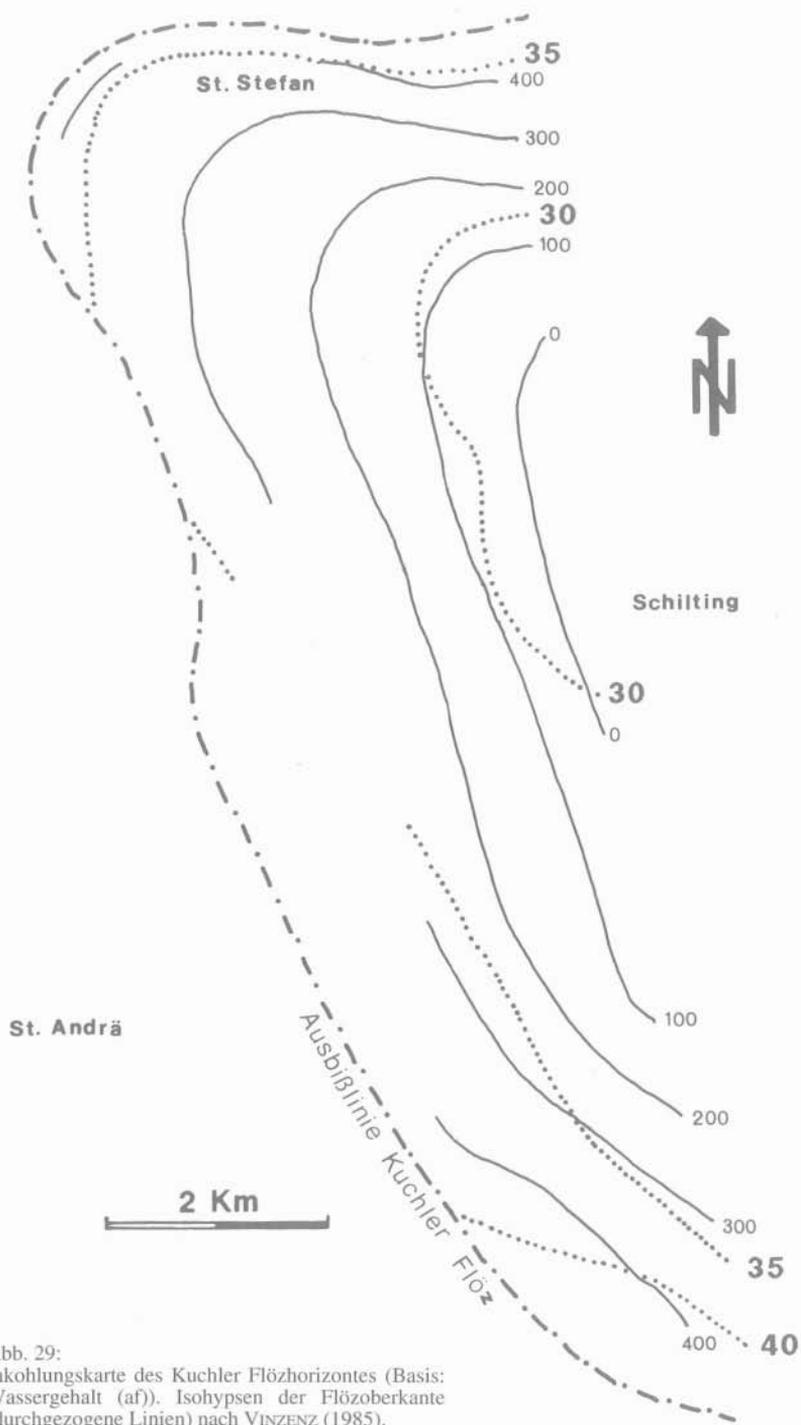


Abb. 29:
 Inkohlungskarte des Kuchler Flözhorizontes (Basis:
 Wassergehalt (af)). Isohypsen der Flözoberkante
 (durchgezogene Linien) nach VINZENZ (1985).

POHL, 1980) überein. Der rezente Wärmefluß von ca. 100 mW/m² (CERMAK & HURTIG, 1979) erscheint dagegen überraschend hoch. Aus der Formel

geotherm. Gradient = Wärmefluß/thermische Leitfähigkeit

berechnet sich Letztere mit 3,3 Wm⁻¹°C⁻¹. Dieser Wert ist für eine überwiegend psammitische, gering kompaktierte Schichtfolge ungewöhnlich hoch (vgl. DÖVÉNYI & HORVATH, 1988a).

ADAM et al. (1986) bringen den erhöhten Wärmefluß mit der Hochlage (6–10 km) einer conductiven Zone, die mit der jungen Bruchtektonik ursächlich im Zusammenhang steht, in Verbindung.

9.4. Landseer Bucht

Die Landseer Bucht (Oberpullendorfer Becken) wird im Norden durch den Brennbügel, im Westen durch die Bucklige Welt und im Süden durch das Günser Gebirge begrenzt. Entwicklungsgeschichtlich tendiert es lediglich im Ottomány und Karpat zu den Ostrandbecken. Die räumliche Verbindung der älteren Tertiärfolgen zum Steirischen Becken bestand nur über den mit Karpat-Sedimenten erfüllten Tertiärkorridor von Grodnau-Holzschlag.

Die Landseer Bucht wird durch den Stober Verwurf (SCHMID, 1977) in das durch geringere Tertiärmächtigkeiten gekennzeichnete Draßmarkter Becken im W und das eigentliche Oberpullendorfer Becken gegliedert.

Die Schichtfolge beginnt im Ottomány mit dem Brennbügel Zyklus (NEBERT, 1985), der sich aus einem Grundflöz und einer limnischen Süßwasserserie zusammensetzt. Äquivalente dieser Schichten werden auch an der Tertiärbasis der Bohrung Minihof 1 angetroffen. Die Bohrung Lutzmannsburg Therm 1 besitzt 485,4 m mächtige sandige Sedimente, die ? dem Ottomány-Karpat zugeordnet werden können (GOLDBRUNNER pers. Mitt.).

Möglicherweise dem Ottomány angehörende Blockschotter (Blockschotter von Kirchberg/Wechsel, Mönichkirchner Blockschotter) sind auch aus einigen isolierten Tertiärbecken der Buckligen Welt bekannt (vgl. EBNER et al., 1991).

Im Karpat treten am Westrand des Draßmarkter Beckens überwiegend unreife, der Sinnersdorf-Fm. zugeordnete Grobklastika auf, die sich über den Korridor von Grodnau und Holzschlag mit jenen der Friedberg-Pinkafelder Bucht verbinden lassen. Ihre Mächtigkeit beträgt in der Oberpullendorfer Bucht um 200 m (TRAUSSNIG, 1979).

Auch in der nördlichen Landseer Bucht treten mit der Sinnersdorf-Fm. vergleichbare Sedimente auf. Über den Brennbügel Süßwasserschichten folgen zunächst die mit den Mönichkirchner Blockschottern korrelierten Unteren Auwald-Schotter, gefolgt von den bis zu 300 m mächtigen Oberen Auwald-Schottern, die als Bildungen des „Rosalien-Flusses“ mit den Krumbacher Schichten verglichen werden (WINKLER-HERMADEN 1929: 169). Die folgenden Hochriegel-Schichten (Sande, Tonmergel, Lignite) werden vom einem Muren-Schlammstrom (Brennbügel Blockstrom) überlagert. NEBERT (1985) sieht darin einen eigenen Sedimentationszyklus (Auwald Zyklus) mit einer fluviatilen Phase (Auwald-Schotter), einem Telmatikum (Auwald Flöz) und einer limnischen Entwicklung (Hochriegel-Schichten). Der Brennbügel Blockstrom wird mit der Sinnersdorf-Fm. korreliert und an die Basis des folgenden Tauchener Sedimentationszyklus gestellt.

Im Untergrund der Landseer Bucht sind karpatische Schichten bis in den Bereich Minihof und Lutzmannsburg zu verfolgen.

Die ebenfalls dem Karpat zugeordneten fluviatilen Krumbacher Schichten (Kiese, Sande, Tone) sind von der Sinnersdorf-Fm. durch einen einige km breiten Kristallinstreifen getrennt. Ihr Reichtum an mesozoischen Karbonatgeröllen wird durch ein vom Semmeringgebiet-Kirchberg/Wechsel-Krumbach-Bad Schönau in den Pannonischen Raum strömendes Flußsystem (Rosalien-Fluß) erklärt (WINKLER-HERMADEN 1933: 85).

Ein mariner Zusammenhang des Steirischen Beckens mit der Landseer Bucht durch den Tertiärkorridor von Grodnau-Holzschlag ist für das Baden nicht nachweisbar. Es dürfte vielmehr eine Verbindung zum Eisenstädter Becken bestanden haben (TOLLMANN 1985: 553).

Über dem Brennberger Blockstrom liegt, getrennt durch einige m Feinklastika, das Ritzinger Flöz, gefolgt von den Ritzinger Sanden. Weitere unterbadensische Kohlen liegen im Bubendorfer Revier. NEBERT et al. (1980) und NEBERT (1985) vergleichen diese Situation mit jener der Tauchener Bucht und ordnen die genannten Schichtglieder – wieder unter Negierung einer Diskordanz (vgl. Kapitel „5.1. Steirisches Becken“) – dem Tauchener Sedimentationszyklus zu.

Makro- und Mikrofaunen ordnen die Ritzinger Sande und die Bubendorfer Kohle dem unteren Baden (Lagenidenzone) zu; gering Leithakalk-führende Anteile steigen jedoch schon ins Mittelbaden und die *Bulimina* Zone auf. Das höchste Baden ist auch hier einer Lücke zum Opper gefallen (JANOSCHEK, 1932; MOSTAFAVI, 1978; TOLLMANN, 1985: Tab. 25).

Auf ein Verlanden dieser Meeresbucht im höheren Baden nach S deutet auch der Bohraufschluß von Minihof 1 und Lutzmannsburg Therm 1, wo zwischen Karpat und dem Mittelpannon eine Schichtlücke belegt ist. Zusätzlich zeigt das kontinuierliche Inkohlungsprofil von Minihof 1, daß mit der Erosion größerer Schichtmächtigkeiten aus dieser Zeit nicht zu rechnen ist (SCHWENDT, 1990).

Im Draßmarkter Becken wird das sandig/schottrige, brachyhaline Sarmat nur ca. 60 m mächtig (TRAUSSNIG, 1979). Vereinzelt Calichebildungen und intensive Rotfärbungen deuten auf zumindest örtliches intrasarmatisches Trockenfallen (HERRMANN in PAHR, 1988). Als Folge der oberbadensischen Erosion überlagert das Samat kristallines Grundgebirge, die Sinnersdorf-Fm. oder den Bubendorfer Kohlen-Erosionsrest.

Östlich von Kobersdorf springt das Sarmat als spitz zusammenlaufender Lappen, die Ritzinger Sande des Baden überlagernd, weit nach Osten vor. Das Untersarmat ist hier in Form von Kalksandsteinen oder Mergeln entwickelt, Mittelsarmat liegt in Tegelfazies vor (Bohrung Kobersdorf; SCHMID, 1972; 1977), das Obersarmat stellen Schotter, Sande und Tone dar.

Zwischen dem Sarmat und Pannon besteht in der Landseer Bucht eine Lücke, wobei die basalen Anteile des Pannon eine B/C-Fauna mit Melanopsiden und Ostracoden führen (JANOSCHEK, 1932; MOSTAFAVI, 1978).

In diesen Zeitabschnitt dürfte auch die Eruption der „Basalte“ von Stooß, Oberpullendorf und des Pauliberges fallen. Die letztgenannten lagern direkt auf dem Kristallin auf und zeichnen NW-SE verlaufende Störungszonen nach. Der Basalt von Oberpullendorf gliedert sich in fünf durch Sedimente voneinander getrennte Basaltdecken (PISO, 1970). Der Stooßer Basalt wird von fossilfreien Sedimenten unter- und überlagert. Radiometrische Datierungen geben für den Oberpullendorfer Basalt $11,1 \pm 1,2$ ma und den Pauliberg-Basalt zwischen $10,5 \pm 1,0$ und $12,3 \pm 1,1$ ma (= Grenze Sarmat/Pannon) an (BALOGH et al., 1989).

In den Bohrungen Lutzmannsburg Therm 1 und Minihof 1 setzt über der Lücke die Schichtfolge mit mittelpannonischen Mergeln (44 m) ein.

Dem Pont gehören sandig/schluffige Serien an, die beckenwärts älteres Tertiär überdecken. In Minihof 1 erreicht das Pont 352 m. Möglicherweise besitzt Minihof 1 im Hangenden etwas Pliozän.

In der Landseer Bucht werden als Daz (WINKLER-HERMADEN, 1962) bzw. als Rabnitz-Fm. (NEBERT et al., 1980) jene klastischen Ablagerungen bezeichnet, die die Hügelketten beiderseits der Rabnitz aufbauen. Verbreitungsmäßig sind diese Sedimente im Pullendorfer- und Draßmarkter Becken bis in die Bubendorfer Bucht hinein anzutreffen. Auf der geologischen Karte Mattersburg - Deutschkreuz (KÜMEL, 1957) sind diese Schichten als Sarmat und Pannon ausgewiesen (vgl. dazu NEBERT et al., 1980).

Die Rabnitz-Fm. setzt sich aus fein- bis grobklastischen Ablagerungen zusammen, deren Komponentengröße vom NE (Draßmarkter Becken) nach SW (Bubendorfer Bucht) zunimmt. Im Osten des Draßmarkter Beckens und im Süden der Bubendorfer Bucht überlagert die Rabnitz-Fm. direkt das kristalline Grundgebirge, im Westen jedoch die Sinnersdorf-Fm. oder

älteres Sarmat. Die Basis der Rabnitz-Fm. stellt in der Regel eine 1–3 m ockergelb bis rotbraun gefärbte lateritische Feinsandlage dar.

Die Abtrennung der Rabnitz-Fm. von den anderen klastischen Serien ist nur mit Hilfe der Schwermineralspektren möglich (NEBERT et al., 1980). Ihre Alterszuordnung zum Daz wird bei NEBERT et al. (1980 cum lit.) diskutiert.

Eine Reihe von Beobachtungen zeigt, daß der Großteil des Draßmarkter Beckens und der Bubendorfer Bucht vor der Ablagerung der Rabnitz-Fm. trockengelegt und intensiver Verwitterung ausgesetzt war. Diese Erosion entspricht der vorbasaltischen Abtragsphase, die WINKLER-HERMADEN (1962) auf eine frühintrapannone Bewegungsphase rückführt. Bei NEBERT et al. (1980) wird sie als prädazische Trockenlegungsphase bezeichnet, bei der die Bucklige Welt eine Aufwölbung erfuhr, Draßmarkter Becken und Bubendorfer Bucht trockengelegt, sowie Teile der Sinnersdorf-Fm., Tauchen-Fm., des Sarmats und Pannons erodiert wurden.

Die lateritischen Basisbildungen des mit Erosionsdiskordanz auflagernden Daz deuten auf ein feuchtwarmes subtropisches Klima. Nach dieser Erosionsphase, die örtlich bis auf das kristalline Grundgebirge hinabgriff, wandelten sich die Randzonen des Grundgebirges durch Absenkungsvorgänge in ein Akkumulationsbecken. Im obersten Pliozän oder Pleistozän erfuhren diese Bereiche eine abermalige Hebung, wobei die Rabnitz-Fm. weitestgehend abgetragen und die Basalte von Stoob und Oberpullendorf erosiv freigelegt wurden.

Neben den o. a. Bewegungen wird die jungtertiäre Tektonik durch folgende Beobachtungen belegt:

- Das Brennberger Grundflöz (Ottngang) zeigt ein aus S und W gerichteten Abschiebungen bestehendes Schollenmosaik mit Sprunghöhen zwischen 50 und 70 m (PETRASCHECK, 1926/29; WEBER & WEISS, 1983).
- Der Stoobar Verwurf besitzt einen Vertikalversatz von 50–100 m; sein Verlauf wird durch die ? oberarmatischen – unterpannonen Basalte von Stoob und Oberpullendorf nachgezeichnet (SCHMID, 1977).
- Die unterbadensischen Kohlen von Ritzing und Bubendorf zeigen ein Schichtfallen zwischen 10 und 30 Grad (WEBER & WEISS, 1983).
- Die Untergrundkarte (KRÖLL et al., 1988) zeigt einige NE-SW streichende Abschiebungen, die örtlich Horststrukturen (z. B. um Minihof 1) andeuten. Diese Strukturen lassen sich nur schwer in ein überregionales Störungsmuster einfügen und dürften auf eine NW-SE Extension rückführbar sein.
- RATSCHBACHER et al. (1990) leiten durch das Umschwenken der über-regionalen Störungssysteme um den Südsporn der Böhmisches Masse in die NNE-Richtung für den Rechnitzer Raum eine miozäne Kompressionszone ab. Dadurch wird im Rechnitzer Fenster eine Flower-Struktur angelegt und ein Krustenblock entlang einer hypothetischen dextralen Scherzone gegen den Uhrzeigersinn rotiert. Letztere Zone verläuft im Bereich des Tertiärkorridors von Grodnau – Holzschlag zwischen den penninischen Fenstern von Bernstein und Rechnitz.

9.5. Raabgraben (Westpannonisches Becken)

Das Hoch von Radochen–Stadelberg wird im SE vom Raabgraben begleitet, der zwischen der SBS und dem Massiv von Murska Sobota bzw. dem Westpannonischen Massiv eine Graben-Halbgrabenstruktur mit über 4500 m im Struktur tiefsten NW Örszentpeter bildet.

Die tertiäre Schichtfolge setzt im Raum Benedikt (nördl. Slowenien) – Radkersburg mit bis zu 491 m mächtigem Ottngang ein. Die größten Karpatmächtigkeiten liegen im Raum Radkersburg (328 m). Sie deuten eine Verbindung mit dem Steirischen Becken über die Senke von Mureck an. SE von Jennersdorf, im späteren Schnittpunkt der Senke von Weichselbaum und dem Raabgraben, ist dagegen weder Ottngang noch Karpat nachgewiesen

(RUMPLER & HORVATH, 1988). Dies spricht gegen eine Verbindung des Fürstenfelder Beckens zu dieser Zeit mit dem Pannonischen Raum durch die Senke von Weichselbaum.

Die Trennung der nördlichen SBS von der Westpannonischen Landmasse (KOLLMANN, 1965) durch den Raabgraben bildet sich im Baden heraus. Die badenischen Mächtigkeitsunterschiede (Radkersburg 2 mit 803 m und Benedikt mit 20 m) könnten durch Erosion des Mittel- und Oberbaden und/oder unterschiedliches Subsidenzverhalten in diesem Bereich erklärt werden.

Die jüngsten Sedimente stellen in Radkersburg 2 und Benedikt sarmatische Schichten dar. Ähnlich wie im Steirischen Becken dürften nun auch hier ausgeglichene Subsidenzverhältnisse geherrscht haben. Weiters deuten sich in der jüngeren Geschichte Analogien zum Raum Mureck-Pichla an.

Nach NE komplettiert sich in Öriszentpeter 2 die Schichtfolge mit 1000 m Pannon und 1500 m Pont und Pliozän. Im Raum Oberradkersburg ist dagegen in den östlichen Windischen Büheln mit einer kräftigen prä-B-pannon Erosionsphase zu rechnen, die sich in einem Grobschotterhorizont mit aufgearbeiteten Sarmatkalken an der Basis des Pannon B äußert (KOLLMANN, 1965; WINKLER-HERMADEN, 1951).

Die Raab-Linie trennt das prätertiäre Basement der Kleinen Ungarischen Tiefebene (Ostalpiner Block) vom mesozoischen Untergrund des Transdanubischen Gebirges (Pannonischer Block, Bakony-Buda Einheit). KAZMER & KOVACS (1985) postulieren entlang der Raab-Linie eine sinistrale Verschiebungsbewegung im Zeitraum Eozän bis spätes Oligozän im Ausmaß von 450 km. RUMPLER & HORVATH (1988) nehmen an dieser Linie zugleich schräge Verschiebungen im mittleren Miozän mit einem lateralen Verschiebungswert einiger Zehner Kilometer an.

Detailinformationen über die Struktur des Raabgrabens bieten seismische Profile (RUMPLER & HORVATH, 1988: Abb. 2, 3).

Profil Zi-108 (Raum Öriszentpeter) zeigt die Raab-Linie als SE-einfallende listrische Fläche (mit vertikalen und lateralen Verschiebungskomponenten), die low grade-Metamorphite (Äquivalente des ostalpinen Paläozoikums) gegen die Trias des Transdanubischen Gebirges begrenzt. Die Absenkungstektonik des triadischen Basements setzte im mittleren Miozän ein und führte zu einer mächtigen vulkanogen beeinflussten Baden-Sedimentation und mergeligem Sarmat. Das Paläozoikum trägt dagegen kein Baden und nur geringmächtiges Sarmat.

Das ca. 90 km NE davon liegende Profil VPa-38 zeigt zwischen Paläozoikum und Mesozoikum ebenfalls einen Störungskontakt. Das gekippte Mesozoikum deutet auf eine Rotation des SE-Blockes durch Verflachung der Störung zur Tiefe hin. Eine interessante Struktur im Basement findet sich in diesem Profil SE der Bohrung Cell 1. Eine interpretative Variante ist die einer nordvergenten Überschiebung, bei der Mesozoikum präoberkretazisch (!) auf Unterostalpin oder Penninikum aufgeschoben wurde.

Für das Pannonische Becken sind im Miozän Strike-Slip Störungen und listrische Abschiebungen die charakteristischen Strukturelemente. Kompressionsstrukturen sind nur an vereinzelt Stellen zu finden. Generell gilt, daß Abschiebungen, die in listrische Flächen übergehen, oft mit zeitgleichen Strike-Slip Strukturen verbunden sind. Biegungen, Verzweigungen und seitlicher Versatz von Störungselementen tritt häufig auf. Dies ist Anlaß für die Bildung von räumlich begrenzten Extensions- (Pull Apart-) und Kompressionsbereichen.

Von den Strike-Slip Störungen existieren zwei konjugierte Systeme, an denen neben Lateralbewegungen meistens auch Vertikalversatz feststellbar ist. Das ENE bzw. NE streichende System ist stets sinistral ausgebildet, ein NW orientiertes System, dem auch das Periadriatische Lineament angehört, dagegen dextral. Unterschiedliche Auffassungen existieren über die Lokalisierung der südlichen dextralen Gleitschiene der Escape-Tektonik. KAZMER & KOVACS (1985) sehen vorallem durch die Existenz periadriatischer Intrusiva im ungarischen Raum die Balaton-Linie als Fortsetzung des Periadriatischen Lineaments, während andere ungarische Geologen (z. B. RUMPLER & HORVATH, 1988) diese Linie in das Save-Lineament verfolgen.

Kompressionsstrukturen zeigen E-W Achsen an.

Die Extensionstektonik setzt im mittleren Miozän ein und setzt sich mit geringerer Intensität lokal bis heute fort. Eine auffällige Diskordanz trennt die Synriftsedimente (Baden-Sarmat) von den Postriftsedimenten (Pannon-Quartär).

9.6. Die thermische Geschichte des Alpin-Pannonischen Grenzbereiches seit dem Miozän

Die Inkohlungsbilder der Molassezone (JACOB et al., 1982; TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER, 1978; WAGNER et al., 1986) und der inneralpinen Tertiärbecken (Wiener Becken: LADWEIN, 1988; Norische Senke: SACHSENHOFER, 1989; 1991b; und Tab. 7; Ennstalertiär: SACHSENHOFER, 1988/89; Klagenfurter Becken: Tab. 5) vermitteln einen Eindruck der thermischen Geschichte der östlichen Ostalpen seit dem Miozän.

Ungewöhnlich geringe Inkohlungsgradienten im *Molassebecken* am Nordrand der Ostalpen charakterisieren die Molassezone als kaltes Vorlandbecken (ROBERT, 1988). Dies ist eine Folge relativ dicker Kruste (TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER, 1978) und des „thermal blanketing“ Effektes (z. B. ROYDEN, 1985) der alpinen Decken, die während Oligozän und frühem Miozän den Südrand des Molassebeckens überfahren haben.

Der Bereich des *Wiener Beckens*, das ab dem Miozän auf dem ostalpinen Deckenstapel, nahe der Außenfront des Orogens eingesunken ist, blieb gleichfalls relativ kühl. ROYDEN (1985) erklärt dies einerseits durch das „thermal blanketing“, das der Bildung des Wiener Beckens voraus ging und andererseits durch „thin skinned“ Extension, wobei die Extension im wesentlichen auf den ostalpinen Deckenstapel beschränkt geblieben sein soll. Dadurch wurde die Ausbildung einer thermischen Anomalie, wie sie viele gleichalte Dehnungsbecken des Pannonischen Raumes charakterisiert, verhindert.

Im Gegensatz zu den kühlen thermischen Verhältnissen am Nordrand der Ostalpen, ist der Südostrand während Karpat und Unterbaden durch extrem erhöhten Wärmefluß gekennzeichnet. Dies ist eine Folge der magmatischen Aktivität im Steirischen Becken, die durch das Wiedereinsetzen der Überschiebungstektonik am Außenrand des Alpen-Karpatenbogens ausgelöst wurde (z. B. ROYDEN et al., 1983).

Abgesehen vom Steirischen Becken kann im Bereich der *zentralen Ostalpen* ein weiterer Bereich miozäner Aufheizung erkannt werden. Hohe Inkohlung am Westrand des Tauernfensters (Becken von Wagrain und Becken von Tamsweg) indiziert erhöhte paläogeothermische Gradienten, die mit dem raschen Aufstieg des Penninikums des Tauernfensters erklärt werden (SACHSENHOFER, 1989; 1991b). Das mächtige Fohnsdorfer Becken, das Lavantaler Becken, das Klagenfurter Becken und das Becken des Oberen Müürztals (siehe Bohrung Fresnitz 4; Tab. 7) blieben dagegen relativ kühl.

Möglicherweise zeichnet sich im Bereich Leoben-Bruck/M. ein weiterer Bereich miozäner Aufheizung ab. Die Erklärung dafür ist aber bis heute unbekannt; aus der Geophysik lassen sich keine Anhaltspunkte für eine Hochlage des Penninikums ableiten.

Das rezente thermische Bild der östlichen Ostalpen wird vor allem durch erhöhten Wärmefluß am Südostrand der Alpen (Steirisches und ? Lavantaler Becken) gekennzeichnet. Dieser steht in engem Zusammenhang mit Lithosphären-Dehnung und/oder Manteldiapirismus unter dem Pannonischen Becken (MEISSNER & STEGENA, 1988).

10. Literatur

- ADAM, A.; DUMA, G.; GUTDEUTSCH, R.; VERÖ, J. & WALLNER, A. (1986): Periadriatic lineament in the Alps studied by magnetotellurics. – *J. Geophys.*, 59, 103–111.
- ALLEN, P. A. & ALLEN, J. R. (1990): *Basin Analysis. Principles & Applications.* – 451 S., Blackwell, Oxford.
- ARIC, K. (1981): Deutung krustenseismischer und seismologischer Ergebnisse im Zusammenhang mit der Tektonik des Alpenostrandes. – *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I*, 190, 235–312.
- ARIC, K. & GUTDEUTSCH, R. (1981): Seismotectonic and refraction seismic investigations in the border region between the Eastern Alps and the Pannonian Basin. – *Pure and appl. Geophys. (Pageoph.)*, 119, 1–9.
- ARIC, K.; GUTDEUTSCH, R.; KLINGER, G. & LENHARDT, W. (1987): Seismological studies in the Eastern Alps. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 325–333, Deuticke, Wien.
- ATHY, L. F. (1930): Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. – *AAPG Bull.*, 14, 1–24.
- BACHMAYER, F. & ZAPFE, H. (1969): Die Fauna der altploziänen Höhlen- und Spaltenfüllungen bei Kohfidisch, Burgenland (Österreich). – *Ann. naturhist. Mus. Wien*, 73, 123–139.
- BACHMAYER, F. & ZAPFE, H. (1972): Die Fauna der altploziänen Höhlen- und Spaltenfüllungen bei Kohfidisch, Burgenland (Österreich). *Proboscidea.* – *Ann. naturhist. Mus. Wien*, 76, 19–27.
- BALLA, Z. (1988): Clockwise paleomagnetic rotations in the Alps in the light of structural pattern of the Transdanubian Range (Hungary). – *Tectonophysics*, 145, 277–292.
- BALLA, Z. & MARTON-SZALAY, E. (1980): Magnetostratigraphy of the Börzsöny and Dunazug Mts. – *Geofizikai Közlemenyek*, 26, 57–77.
- BALOGH, K.; LOBITZER, H.; RAVASZ, C. & SOLTI, G. (1989): K-Ar-bestimmtes Alter der tertiären Vulkanite von Oststeiermark und Burgenland. – 31 S., unveröff. Bericht.
- BARTH-WIRSCHING, U.; EHN, R.; HÖLLER, H.; KLAMMER, D. & SITTE, W. (1990): Studies on hydrothermal alteration by acid solutions dominated by SO_4^{2-} : Formation of the alteration products of the Gleichenberg latitic rocks (Styria, Austria) – *Experimental evidence.* – *Mineralogy and Petrology*, 41, 81–103.
- BASSIER, H. (1964): Die Kohlenflöze des Lavanttales. – 74 S., unveröff. Diss. Montanuniv. Leoben.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1952): Zur Geologie und Paläontologie des unteren Lavanttales. – *Jb. Geol. B.-A.*, 95, 1–102.
- BEHRMANN, J. H. (1988): Analyse von Paläospannungen in zwei Serpentinittkörpern im Penninikum der Rechnitzer Einheit (Burgenland). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 34/35, 231–242.
- BELOCKY, R.; SACHSENHOFER, R. F. & POHL, W. (1991): Neue Argumente für eine miozäne epithermale Genese der Antimonerzlagerstätte Schlaining (Burgenland/Österreich): Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen und das Inkohlungsbild der benachbarten Tertiärbecken. – *Berg- und hüttenmänn. Mh.*, 136, 209–213.
- BERTOLDI, G. A., EBNER, F., HÖLLER, H. & KOLMER, H. (1983): Blähtonvorkommen von Gnas und Fehring – geologische, sedimentpetrographische und technologische Untersuchungen. – *Arch. Lagerst. forsch. Geol. B.-A.*, 3, 13–22.
- BOSTICK, N. H. (1973): Time as a factor in thermal metamorphism of phytoclasts (coaly particles). – *C. r. 7. Congr. internat. Strat. Geol. Carbonifere*, 2, 183–193.
- BOSTICK, N. H.; CASHMAN, S. M.; McCULLOW, T. H. & WADELL, C. T. (1979): Gradients of vitrinite reflectance and present temperature in the Los Angeles and Ventura Basins, California. – In: D. F. OLTZ (Hrsg.): *Low Temperature Metamorphism of Kerogen and Clay Minerals*, 65–96, Soc. Econ. Paleont. Miner., Pacific Sect., Los Angeles.

- BRANDL, W. (1931): Die tertiären Ablagerungen am Saume des Hartberger Gebirgsspornes. – Jb. Geol. B.-A., 81, 353–386.
- BRANDL, W. (1952): Neue geologische Beobachtungen im Tertiärgebiet von Hartberg. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 81/82, 108–111.
- BRANDL, W. (1978): Neue Fundorte sarmatischer Mollusken in der Friedberger Bucht. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 108, 71–75.
- BRANDL, W. (1979): Das Untersarmat der Friedberger Bucht. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 109, 55–62.
- BRANDL, W. (1980 a): Geologische Aufschlüsse anlässlich der Koaxialkabelverlegung zwischen Hartberg und Friedberg. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 110, 33–37.
- BRANDL, W. (1980 b): Tertiär-Aufschlüsse am Ostrand des Masenbergstockes (Nordoststeiermark). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 110, 39–45.
- BUDA, G. (1979): Zur Geologie des Neogens der Friedberg–Pinkafelder Bucht zwischen Pinkafeld und Oberschützen., – 123 S., unveröff. Diss. Univ. Wien.
- BURCHFIEL, B. C. & ROYDEN, L. H. (1982): Carpathian foreland fold and thrust belt and its relation to Pannonian and other basins. – AAPG Bull., 66, 1179–1195.
- CERMAK, V. & HURTIG, E. (1979): Heat flow map of Europe. – In: V. CERMAK & L. RYBACH (Hrsg.): Terrestrial heat flow in Europe, Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- CLAR, E. (1927): Zur Kenntnis des Tertiärs im Untergrunde von Graz. – Verh. Geol. B.-A., 1927, 184–191.
- CLAR, E. (1931): Das Relief des Tertiärs unter Graz. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 68, 16–27.
- CLAR, E. (1938): Sarmat in der Kaiserwaldterrasse bei Graz. – Verh. Geol. B.-A., 1938, 154–162.
- COX, K. G.; BELL, J. D. & PANKHURST, R. J. (1979): The Interpretation of Igneous Rocks. – George Allen and Unwin, London.
- CROWELL, J. C. (1985): The recognition of transform terrane dispersion within mobile belts. – In: D. G. HOWELL (Hrsg.): Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region, 51–61, Houston.
- DÖVÉNYI, P. & HORVÁTH, F. (1988 a): A review of temperature, thermal conductivity, and heat flow data for the Pannonian basin. – In: L. H. ROYDEN & F. HORVÁTH (Hrsg.): The Pannonian Basin. A Study In Basin Evolution, AAPG Memoir, 45, 195–233.
- DÖVÉNYI, P. & HORVÁTH, F. (1988 b): Heat flow map of the Pannonian basin system and surrounding regions. – In: L. H. ROYDEN & F. HORVÁTH (Hrsg.): The Pannonian Basin. A Study In Basin Evolution, AAPG Memoir, 45, map 5.
- EBNER, F. (1978): Der paläozoische Untergrund in der Bohrung Waltersdorf 1 (S Hartberg, Oststeiermark). – Mitt. österr. geol. Ges., 68, 5–11.
- EBNER, F. (1981): Vulkanische Tuffe im Miozän der Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 111, 39–45.
- EBNER, F. (1983): Das Konglomerat von Stiwill. – 85 S., unveröff. Ber., Projekt St A 32 F (Dekorgesteine der Steiermark), Forschungsgesellschaft Joanneum – Inst. f. Umweltgeologie, Graz.
- EBNER, F. (1986): Orbitoidensandsteine aus den Eckwirtschottern bei Oberdorf/Bärnbach. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 116, 79–89.
- EBNER, F. (1988): Das Paläozoikum in den RAG-Bohrungen Blumau I, 1a und Arnwiesen I (Oststeirisches Tertiärbecken). – Jb. Geol. B.-A., 131, 563–573.
- EBNER, F. (1990): Rohstoffpotential des Steirischen Tertiärbeckens. – Berg- und hüttenmänn. Mh., 135, 363–371.
- EBNER, F. & GRÄF, W. (1977 a): Die Bentonitvorkommen der Nordoststeiermark. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Landesmus. Joanneum, 38, 9–30.
- EBNER, F. & GRÄF, W. (1977 b): Die Fauna von Weitendorf. – Jber. Landesmus. Joanneum Graz, 1976, N. F. 6, 157–183.

- EBNER, F. & GRÄF, W. (1978): Die erdgeschichtliche Entwicklung des Grazer Raumes. – In: W. STEINBÖCK (Hrsg.): 850 Jahre Graz, 19–48, Styria, Graz.
- EBNER, F. & GRÄF, W. (1979): Bemerkungen zur Faziesverteilung im Badenium des Reiner Beckens. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Landesmus. Joanneum, 47, 11–17.
- EBNER, F. & GRÄF, W. (1982): Bentonite und Glastuffe der Steiermark. – Arch. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., 2, 31–45.
- EBNER, F.; ERHART-SCHIPPEK, F. & WALACH, G. (1986): Erdgasspeicher Oststeiermark – Geologische Gebietsauswahl. – Arch. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., 7, 5–17.
- EBNER, F. & PROCHASKA, W. (1989): Geochemische Prospektion auf Metalle in den miozänen Vulkaniten des Gleichenberger Massivs. – 70 S., unveröff. Bericht, Leoben (VALL).
- EBNER, F. & SACHSENHOFER, R. F. (1989): Inkohlung, Paläogeothermie und Erdölreife im Oststeirischen Becken. – Nachr. Dt. Geol. Ges., 41, 89–90.
- EBNER, F.; SACHSENHOFER, R. F. & SCHWENDT, A. (1991): Das Tertiär von Kirchberg/Wechsel. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 121.
- EMBEY-ISZTIN, A.; PELTZ, S. & POKA, T. (1985): Petrochemistry of the Neogene and Quaternary basaltic volcanism in the Carpathian Basin. – *Fragmenta Mineralogica et Paleontologica*, 12, 5–18.
- FANINGER, E. (1970): Pohorski tonalit in njegovi diferenciaci. – *Geologija*, 13, 35–104.
- FLÜGEL, H. (1958): Aufnahme 1957 auf Blatt Graz (161). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1958, 208–209.
- FLÜGEL, H. (1959): Aufnahmen 1958 auf Blatt „Grazer Bergland“ 1: 100.000. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1959, A 19–A 22.
- FLÜGEL, H. W. (1972): Das Steirische Neogen-Becken. – Exk.-Führer 42. Jahrestagung Paläont. Ges., 199–225, Graz.
- FLÜGEL, H. W. (1975a): Die Geologie des Grazer Berglandes. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, SH 1, 288 S., Graz.
- FLÜGEL, H. W. (1975b): Das Neogen der Grazer Bucht. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 105, 71–77.
- FLÜGEL, H. W. (1983): Problematik und Bedeutung der Herkunft der Gerölle der Mittelsteirischen Gosau. – *Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt S 15*, 4, 109–119.
- FLÜGEL, H.; HAUSER, A. & PAPP, A. (1952): Neue Beobachtungen am Basaltvorkommen von Weitendorf bei Graz. – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I*, 161, 173–184.
- FLÜGEL, H. & HERITSCH, H. (1968): Das Steirische Tertiär-Becken. – *Sammlung geologischer Führer*, 47, 196 S., Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F. (1984): Steiermark. – *Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen*, 126 S., 1 Karte, Geol. B.-A., Wien.
- FLÜGEL, H. W.; FAUPL, P. & MAURITSCH, H. J. (1987): Implications on the Alpidic evolution of the eastern parts of the Eastern Alps. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 407–414, Deuticke, Wien.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 379–406, Deuticke, Wien.
- FRANK, W.; KRALIK, M.; SCHARBERT, S.; THÖNI, M. (1987): Geochronological data from the Eastern Alps. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 272–281, Deuticke, Wien.
- FRIEBE, J. G. (1990a): Lithostratigraphische Neugliederung und Sedimentologie der Ablagerungen des Badenium (Miozän) um die Mittelsteirische Schwelle (Steirisches Becken, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 133, 223–257.
- FRIEBE, J. G. (1990b): Schwermineraluntersuchungen an miozänen Sedimenten im Umfeld der Mittelsteirischen Schwelle (Steirisches Becken, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 133, 537–547.

- FRIEBE, J. G. (1991a): Carbonate sedimentation within a siliclastic environment: the Leithakalk of the Weißenegg Formation (Middle Miocene, Styrian Basin, Austria). – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1990, 1671–1687.
- FRIEBE, J. G. (1991b): Neotektonik an der Mittelsteirischen Schwelle (Österreich): Die „Steirische Phase“. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1991.
- FUCHS, W. (1980): Das Inneralpine Tertiär. – In: R. OBERHAUSER (Hrsg.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 452–483, Geol. B.-A., Wien.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sandsteine. – In: H. FÜCHTBAUER (Hrsg.): *Sedimente und Sedimentgesteine*, 97–184, Schweizerbart, Stuttgart.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1989): Low angle normal faults at the eastern margin of the Tauern window (Eastern Alps). – *Mitt. österr. geol. Ges.*, 81, 233–243.
- GEUTEBRÜCK, E. (1978): Das Kohle führende Tertiär von Tauchen und seine kristalline Umrahmung. – 220 S., unveröff. Diss. Montanuniv. Leoben.
- GILL, J. (1980): *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. – 390 S., Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- GOLDBRUNNER, J. E. (1988): Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. – *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, 39, 5–94.
- GOLLNER, H.; SCHIRNIK, D. & TSCHELAUT, W. (1987): The problem of the Southalpine clasts in the „Mittelsteirische Gosau“. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 156–163, Deuticke, Wien.
- GRANIGG, B. (1910): Die steirischen Kohlenvorkommen am Ostfuß der Alpen. – *Österr. Zs. Berg- u. Hüttenwesen*, 58, 32–40.
- GUTDEUTSCH, R. & ARIC, K. (1987): Tectonic block models based on the seismicity in the East Alpine-Carpathian and Pannonian area. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 309–324, Deuticke, Wien.
- HAMRLA, M. (1988): Contribution to the geology of coal deposits in the Zrece area and reflectance-based ranking of its coals. – *Geologija*, 30 (1987), 343–390.
- HANSEN, H. J., MÜLLER, C., & RÖGL, F. (1987): Paleobathymetry of Middle Miocene (Badenian) marine deposits at the Weisenegg quarry (Styrian Basin, Austria). – *Ann. naturhist. Mus. Wien*, 89, 15–36.
- HANSELMAYER, J. (1958): Quarzporphyre aus den pannonischen Schottern von der Platte und Laßnitzhöhe-Schemerl. – *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I*, 167, 525–546.
- HANSELMAYER, J. (1959): Petrographie der Gerölle aus den pannonischen Schottern von Laßnitzhöhe, speziell Grube Grießl. – *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I*, 168, 789–838.
- HANSELMAYER, J. (1960): Petrographie der Gerölle aus den pannonischen Schottern von Laßnitzhöhe, speziell Grube Grießl (Fortsetzung und Schluß). – *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I*, 169, 319–340.
- HANSELMAYER, J. (1961): Petrographie der pannonischen Schotter von Hönigtal (I. Teil). – *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I*, 170, 179–202.
- HANSELMAYER, J. (1967): Beiträge zur Sedimentpetrographie der Grazer Umgebung XXVI. Antigorit mit besonderen Chromitformen aus den Sarmatschottern. – *Min. Mitt.-Bl. Joanneum*, 1/2, 31–39.
- HAUSER, A. (1951): Ein Vorkommen von Biotitandesit in Retznei bei Ehrenhausen. – *TMPM*, 2, 157–165.
- HAUSER, A. & KAPOUNEK, J. (1953): Das Vulkangebiet Mureck-Retznei (Stmk.). – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 83, 64–68.
- HAUSER, A. & KOLLMANN, K. (1954): Ein Andesitvorkommen in Wundschuh bei Graz. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 84, 67–70.
- HERITSCH, H. (1967a): Über die Magmentalfaltung des steirischen Vulkanobogens. – *Contr. Mineral. and Petrol.*, 15, 330–344.

- HERITSCH, H. (1967b): Eine chemische Analyse des Basaltes (Shoshonites) von Weitendorf, südlich von Graz, Steiermark. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 1967, 223–226.
- HERITSCH, H. (1975): Über mögliche Beziehungen zwischen den Haupttypen des pliozänen, basaltischen Vulkanismus der Oststeiermark. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 1975, 147–152.
- HERITSCH, H. (1976): Über Nephelinbasanite und ein basaltisches Glas des Vulkangebietes von Klöch, Oststeiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 106, 21–29.
- HERITSCH, H. (1979): Vulkanite aus den Tiefbohrungen von St. Nikolai, Wiersdorf und St. Peter, Oststeiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 109, 25–32.
- HERITSCH, H. (1982): Die Latite aus der Tiefbohrung in Bad Gleichenberg, Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 112, 27–47.
- HERITSCH, H. & HÜLLER, H.-J. (1975): Chemische Analysen von basaltischen Gesteinen und Gläsern, sowie von Nephelin aus dem Westbruch des Steinberges bei Feldbach, Oststeiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 105, 43–52.
- HISSLLEITNER, G. (1926): Das Wieser Revier. – Berg- und hüttenmänn. Jb., 74, 65–81, 83–103.
- HILBER, V. (1893): Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf. – Jb. Geol. R.-A., 43, 281–386.
- HOFFMANN, K. (1877): Mittheilungen der Geologen der k. ungarischen Anstalt über ihre Aufnahmsarbeiten im Jahre 1876. – Verh. Geol. R.-A., 1877, 14–23.
- HOHL, O. (1927): Über einige neue Fossilfundstellen der sarmatischen Stufe in der Umgebung von Gleisdorf. – Verh. Geol. B.-A., 1927, 170–180.
- HÖLLER, H. (1982): Blähtonvorkommen von Gnas. – Steir. Beitr. Rohstoff. Energieforsch., 2, 14–16.
- HOLZER, H. F. & POHL, W. (1980): Montangeologischer Endbericht über die Schurftiefbohrungen I/Schilting und II/Eitweg, Lavanttal, Kärnten. – 47 S., unveröff. Bericht, Leoben.
- HORVATH, F.; DÖVENYI, P. & LACZO, I. (1986): Geothermal effect of magmatism and its contribution to the maturation of organic matter in sedimentary basins. – In: G. BUNTEBARTH & L. STEGENA (Hrsg.): *Paleogeothermics*, 173–183, Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- HORVATH, F.; DÖVENYI, P.; SZALAY, A. & ROYDEN, L. H. (1988): Subsidence, thermal, and maturation history of the Great Hungarian Plain. In: L. H. ROYDEN & F. HORVATH (Hrsg.): *The Pannonian Basin. A Study In Basin Evolution*, AAPG Memoir, 45, 355–372.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. – *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523–548.
- JANOSCHEK, R. (1932): Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär (Mittleres Burgenland). – Mitt. geol. Ges. Wien, 24 (1931), 38–133.
- JACOB, H.; KUCKELKORN, K. & MÜLLER, M. (1982): Inkohlung und Tektonik im Bereich der gefalteten Molasse. – *Erdöl und Kohle-Petrochemie*, 35, 510–518.
- JACOBSEN, W. (1932): Über Eozängerröle von St. Michael und Leoben. – Verh. Geol. B.-A., 1932, 60–63.
- KAHLER, F. (1938): Spuren vulkanischer Tätigkeit im Miozän des Lavanttales. – *Carinthia*, 128 bzw. (II) 48, 27–30.
- KAZMER, M. & KOVACS, S. (1985): Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug unit. – *Acta Geol. Hung.*, 28, 71–84.
- KIESLINGER, A. (1927): Geologie und Petrographie der Koralpe IV. Alte und junge Verwitterung im Koralpengebiet. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 136, 95–104.
- KLAUS, W. (1954): Braunkohlen-Palynologie einiger weststeirischer Braunkohlenlagerstätten. (Vorläufiger Bericht). – Verh. Geol. B.-A., 1954, 170–179.

- KNOBLOCH, E. (1977): Fossile Pflanzen aus der Kreide und dem Tertiär von Österreich. – Verh. Geol. B.-A., 1977, 415–426.
- KOLLMANN, K. (1960): Das Neogen der Steiermark (mit besonderer Berücksichtigung der Begrenzung und Gliederung). – Mitt. geol. Ges. Wien, 52, 159–167.
- KOLLMANN, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken. – Mitt. geol. Ges. Wien, 57, 479–632.
- KOLMER, H. (1980 a): Das Rb/Sr-Alter oststeirischer Vulkanite. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark., 110, 23–26.
- KOLMER, H. (1980b): Die Verteilung von Rubidium und Strontium in den Basalten von Weitendorf/Stmk. und Kollnitz/Ktn. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark., 110, 27–31.
- KOPETZKY, G. (1957): Das Miozän zwischen Kainach und Laßnitz in Südweststeiermark. – Mitt. Mus. Bergbau, Geol. Techn., 18, 112 S., Graz.
- KOVAR-EDER, J. & KRAINER, B. (1988): Die Flora und Facies des Fundpunktes Höllgraben südöstlich von Weiz, Unterpannonium, Steirisches Becken. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, 47, 27–51.
- KOVAR-EDER, J. & KRAINER, B. (1990): Faziesentwicklung und Florenabfolge des Aufschlusses Wörth bei Kirchberg/Raab (Pannon, Steirisches Becken). – Ann. naturhist. Mus. Wien, 91, 7–38.
- KRAINER, B. (1984): Zur zeitlichen Einstufung, Stratigraphie und Tektonik im Nordteil des Gleisdorfer Sarmatosporns (Oststeiermark). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 114, 95–106.
- KRAINER, B. (1986): Untersuchungen an fluviatilen Sedimenten zur Bewertung von Lockergesteinsvorkommen am Beispiel des Unterpannons im Steirischen Becken. – Arch. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., 7, 167–172.
- KRAINER, B. (1987a): Fluviale Faziesentwicklung im Unterpannonien des Steirischen Beckens (Zentrale Paratethys, Österreich). – Facies, 17, 141–148.
- KRAINER, B. (1987b): Das Tertiär der Weizer Bucht, Steirisches Becken. – 327 S., unveröff. Diss. Univ. Graz.
- KRAINER, B. (1987c): Sedimentation und Shoshonit von Weitendorf, Badenien, Steirisches Becken. – Mitt. österr. geol. Ges., 80, 143–156.
- KRAINER, B. (1989): Der zyklische Aufbau der Kohleführenden Schichten von Weiz (Miozän), Steirisches Becken, Österreich. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1988, 839–852.
- KRÖLL, A., FLÜGEL, H. W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D. (1988): Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle. – 49 S., Geol. B.-A., Wien.
- KÜMEL, F. (1953): Eine pliozäne Karstlandschaft im südlichen Burgenland. – Die Höhle, 4, 1–6.
- KÜMEL, F. (1957a): Der Süßwasseropal der Csatherberge im Burgenland. – Jb. Geol. B.-A., 100, 1–66.
- KÜMEL, F. (1957b): Geologische Karte 1:50.000, Mattersburg-Deutschkreutz samt Erläuterungen. – Geol. B.-A., Wien.
- KÜPPER, H. (1959): Mikrofaunistischer Bericht über die Tiefbohrung Perbersdorf I. – Interner Bericht der RAG, Wien.
- KURAT, G.; PALME, H.; SPETTEL, B.; BADDENHAUSEN, H.; HOFMEISTER, H.; PALME, Ch. & WÄNKE, H. (1980): Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: Evidence for a variety of upper mantle processes. – Geochim. Cosmochim. Acta, 44, 45–60.
- LADWEIN, H. W. (1988): Organic geochemistry of Vienna basin: Model for hydrocarbon generation in overthrust belts. – AAPG Bull., 72, 586–599.
- LANGE, R. A. & CARMICHAEL, I. S. E. (1991): A potassic volcanic front in western Mexico: The lamprophyric and related lavas of San Sebastian. – Geol. Soc. of Am. Bull., 103, 928–940.

- LAUBSCHER, H. P. (1971): Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. – Geol. Rundschau, 60, 813–833.
- LEXA, J. & KONECNY, V. (1979): Relationship of the Carpathian volcanic arc to the geodynamic Evolution of the Pannonian Basin. – Bull. geodyn. Invest. in Czechoslovakia, Bratislava, 231–235.
- LIPPOLT, H. J.; BARANYI, I. & TODT, W. (1975): Das Kalium-Argon Alter des Basaltes von Kollnitz im Lavanttal. – Der Aufschluß, 26, 238–242.
- LOVERING, T. S. (1935): Theory of heat conduction applied to geological problems. – Geol. Soc. Am. Bull., 46, 69–94.
- MARTON, E.; MAURITSCH, H. J. & PAHR, A. (1987): Paläomagnetische Untersuchungen in der Rechnitzer Fenstergruppe. – Mitt. österr. geol. Ges., 80, 185–205.
- MAURIN, V.: Der Baugrund der Stadt Graz. – In: H. W. FLÜGEL: Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, SH 1, 274–282.
- MAURITSCH, H. (1975): Geophysikalische Untersuchungen an den Vulkaniten im Raum Weitendorf–Wundschuh, Steiermark. – Mitt. Bl. Abt. Miner. Landesmus. Joanneum, 42, 13–22.
- MAURITSCH, H. J. & BECKE, M. (1987): Paleomagnetic investigations in the Eastern Alps and the southern border zone. – In: H.W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 282–308, Deuticke, Wien.
- MEISSNER, R. & STEGENA, L. (1988): Lithosphere and evolution of the Pannonian basin. – In: L. H. ROYDEN & F. HORVATH (Hrsg.): The Pannonian Basin. A Study In Basin Evolution, AAPG Memoir, 45, 147–152.
- MESZAROS (1980): Tectonic investigations in bauxite exploration. – Földt. Kut., 23, 9–12 (in Ungarisch).
- MILLER, H. et al. (1982): Structure and Dynamics of the Alps. – In: H. BERCKHEIMER & K. HSÜ (Hrsg.): Alpine-Mediterranean Geodynamics, Geodynamics Series, 7, 175–203, Washington.
- MOSER, E. (1986): Das kohleführende Miozän zwischen Graz und Weiz. – 302 S., unveröff. Diss. Univ. Graz.
- MOSTAFAVI, M. (1978): Die Neogenentwicklung am Nordrand des Oberpullendorfer Beckens (Burgenland). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 25, 111–143.
- MOTTL, M. (1970): Die jungtertiären Säugetierfaunen der Steiermark, Südost-Österreichs. – Mitt. Mus. Bergbau, Geol. Technik, 31, 92 S., Graz.
- NEBERT, K. (1951): Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im Jungtertiär, südwestlich von Hartberg (Oststeiermark). – Berg- und hüttenmänn. Mh., 96, 9–14, 30–37, 50–57.
- NEBERT, K. (1979): Die Lignitvorkommen Südostburgenlands. – Jb. Geol. B.-A., 122, 143–180.
- NEBERT, K. (1982): Kohlengeologische Erkundungsarbeiten in der Neogenbucht von Friedberg. – Unveröff. Bericht, Forschungsprojekt STA 4f/81, Geol. B.-A., Wien.
- NEBERT, K. (1983a): Die Kohle als Faziesglied eines Sedimentationszyklus. – Berg- und hüttenmänn. Mh., 128, 106–112.
- NEBERT, K. (1983b): Zyklische Gliederung der Eibiswalder Schichten (Südweststeiermark). – Jb. Geol. B.-A., 126, 259–285.
- NEBERT, K. (1985): Kohlengeologische Erkundung des Neogens entlang des Ostrand der Zentralalpen. – Arch. lagerst. forsch. Geol. B.-A., 6, 23–77.
- NEBERT, K. (1988): Kohlengeologische Erkundung des Ilzer Reviers. – Arch. lagerst. forsch. Geol. B.-A., 9, 73–93.
- NEBERT, K. (1989): Das Neogen zwischen Sulm und Laßnitz (Südweststeiermark). – Jb. Geol. B.-A., 132, 727–743.

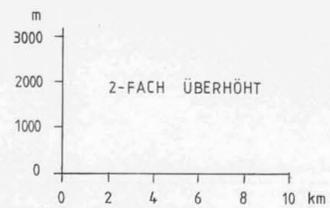
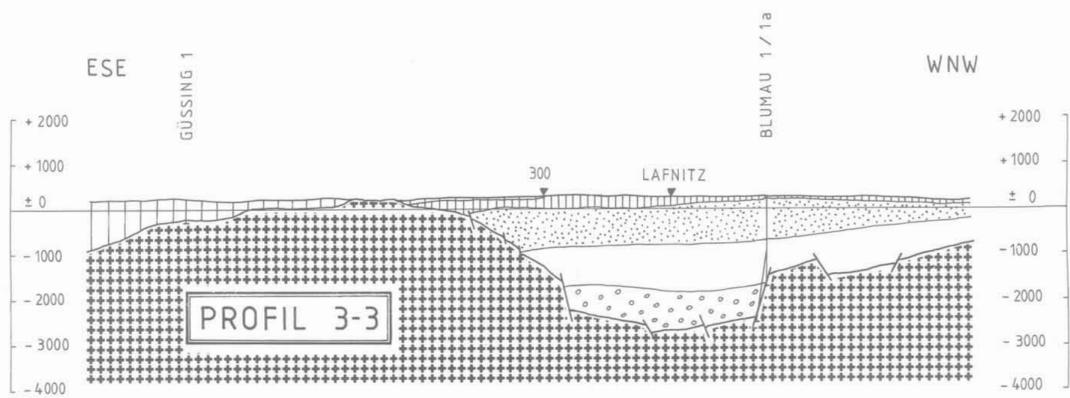
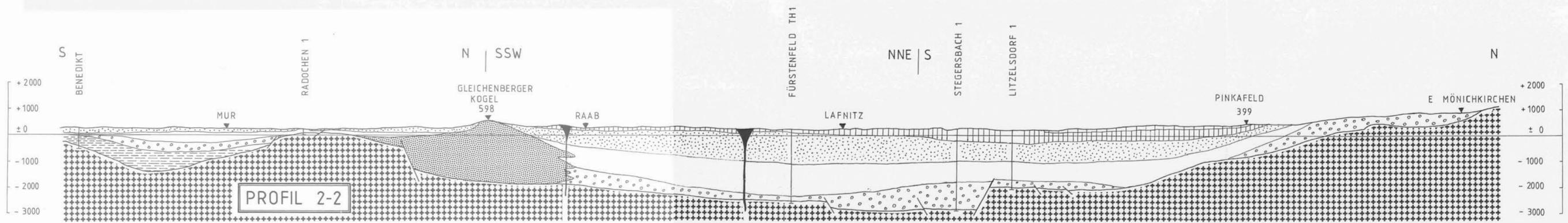
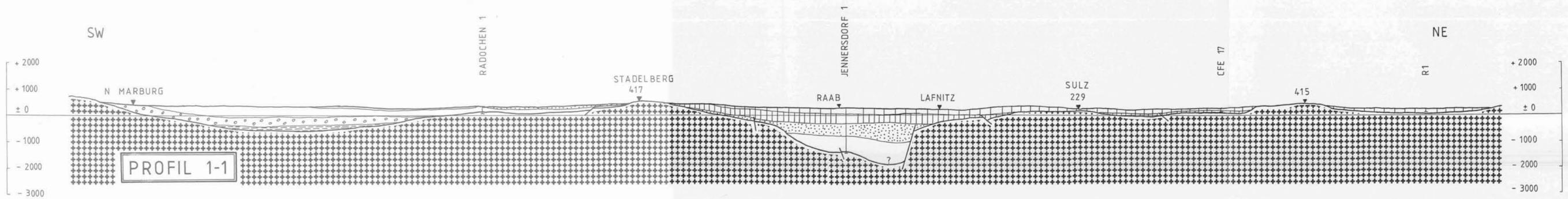
- NEBERT, K.; GEUTEBRÜCK, E. & TRAUSSNIGG, H. (1980): Zur Geologie der neogenen Lignitvorkommen entlang des Nordostsporns der Zentralalpen (Mittelburgenland). – *Jb. Geol. B.-A.*, 123, 39–112.
- NEUBAUER, F. (1987): The Gurktal thrust system within the Austroalpine region – Some structural and geometrical aspects. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 226–236, Deuticke, Wien.
- NEUBAUER, F. (1988): Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). – *Abh. Geol. B.-A.*, 42, 1–137.
- NEUBAUER, F. & GENSER, J. (1990): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 120, 203–219.
- NEUBAUER, W. (1949): Das Alter der Tuffe im Gebiet Friedberg–Grafendorf (Nordoststeiermark) mit einem Beitrag zur Geologie der Friedberger Tertiärbucht. – *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl.*, 149, 585–591.
- NIEVOLL, J. (1985): Die bruchhafte Tektonik entlang der Trofaiachlinie (Östliche Zentralalpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 127, 643–671.
- PAHR, A. (1960): Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1960, 274–282.
- PAHR, A. (1984): Erläuterungen zu Blatt 137 Oberwart. – 47 S., *Geol. B.-A.*, Wien.
- PAHR, A. (1988): Erläuterungen zu Blatt 138 Rechnitz. – 40 S., *Geol. B.-A.*, Wien.
- PAPP, A. (1953): Fossilien aus der Bohrung Pirka bei Voitsberg (Stmk.) und Bemerkungen über die Altersstellung der durchteuften Schichten. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1953, 220–226.
- PAPP, A. (1955): Fossilien aus einer Bohrung bei Bad Tatzmannsdorf und Bemerkungen über die Altersstellung der durchteuften Schichten. – *Burgenländ. Heimatblätter*, 17, 97–99.
- PAPP, A. (1985): Die Mollusken-Fauna des Pannonien der Zentralen Paratethys. – In: A. PAPP et al. (Hrsg.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, 274–339, Ungarische Akad. Wiss., Budapest.
- PAPP, A. & RUTTNER, A. (1952): Bohrungen im Pannon südwestlich von Rechnitz etc. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1952, 191–200.
- PETRASCHECK, W. (1926/29): Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten, I. und II. Teil. – Kattowitz Buchdruckerei- und Verlags Sp. Akc., Kattowitz.
- PETRASCHECK, W. (1955): Vulkanische Tuffe im Jungtertiär der Ostalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1955, 231–239.
- PISO, E. (1970): Zusammensetzung und Genese der Basalte des Paulibergeres und von Stoob-Oberpullendorf (Burgenland). – *TMPM*, 14, 103–139.
- POHL, W. (1976): Zur Geologie des Braunkohlenbeckens bei Köflach – Voitsberg (Steiermark). – *Berg- und hüttenmänn. Mh.*, 121, 420–427.
- POLINSKI, R. K. (1990): Kinematik der westlichen Karawanken. – *Kurzfassungen 3. Symp. Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie*, 164–166, Graz.
- POULTIDIS, H. & SCHARBERT, H. G. (1986): Bericht über geochemisch-petrologische Untersuchungen an basaltischen Gesteinen des österreichischen Teils der transdanubischen vulkanischen Region. – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.*, 123, 65–76.
- PREY, S. (1978): Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, 69 (1976), 1–25.
- PRODINGER, W. mit einem Beitrag von S. SCHARBERT (1968): Spezieller Bericht des Chemischen Laboratoriums. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1968, A77–A82.
- PRODINGER, W. mit einem Beitrag von S. SCHARBERT (1969): Bericht des Chemischen Laboratoriums 1968. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1969, A84–A89.
- RANDULESCU, D. P. & SANDULESCU, M. (1973): The Plate-Tectonics Concept and the Geological Structure of the Carpathians. – *Tectonophysics*, 16, 155–161.
- RATSCHBACHER, L. (1986): Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. – *Tectonophysics*, 125, 335–356.
- RATSCHBACHER, L.; FRISCH, W.; NEUBAUER, F.; SCHMID, S. M. & NEUGEBAUER, J. (1989): Extension in compressional orogenic belts: The Eastern Alps. – *Geology*, 17, 404–407.

- RATSCHBACHER, L.; BEHRMANN, J. H. & PAHR, A. (1990): Penninic windows at the eastern end of the Alps and their relation to the intra-Carpathian basins. – *Tectonophysics*, 172, 91–105.
- RATSCHBACHER, L.; MERLE, O.; DAVY, Ph. & COBBOLD, P. (1991a): Lateral extrusion in the Eastern Alps, 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. – *Tectonics*, 10, 245–256.
- RATSCHBACHER, L.; FRISCH, W.; LINZER, H.-G. & MERLE, O. (1991b): Lateral extrusion in the Eastern Alps, 2: Structural analysis. – *Tectonics*, 10, 257–271.
- RIEPLER, F. (1988): Das Tertiär des Thaler Beckens (Raum Thal–Mantscha–Tobelbad). – Unveröff. Diss. Univ. Graz.
- ROBERT, P. (1988): Organic metamorphism and geothermal history. – 311 S., Reidel, Dordrecht.
- RODGERS, D. A. (1980): Analysis of pull-apart basin development produced by en echelon strike-slip faults. – In: P. F. BALLANCE & H. G. READING (Hrsg.): *Sedimentation in Oblique Slip Mobile Zones*. – *Int. Assoc. Sed. Spec. Publ.*, 4, 27–41.
- RÖGL, F. (1975): Die Stratigraphie der Wasserbohrungen in Puntigam. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 105, 93–98.
- RÖSSLER, W. (1937): Pliozäne Koniferenhölzer in der Umgebung von Gleichenberg in Steiermark. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 74, 64–97.
- ROYDEN, L. H. (1985): The Vienna basin: a thin-skinned pull-apart basin. – In: K. T. BIDDLE & N. CHRISTIE-BLICK (Hrsg.): *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*, *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, 37, 319–338.
- ROYDEN, L. H. (1988): Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. – In: L. H. ROYDEN & F. HORVATH (Hrsg.): *The Pannonian Basin. A Study In Basin Evolution*, *AAPG Memoir*, 45, 27–48.
- ROYDEN, L. H.; HORVATH, F. & BURCHFIELD, B. C. (1982): Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian Pannonian region. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, 73, 717–725.
- ROYDEN, L. H.; HORVATH, F. & RUMPLER, J. (1983): Evolution of the Pannonian basin system, 1. Tectonics. – *Tectonics*, 2, 63–90.
- RUMPLER, J. & HORVATH, F. (1988): Some representative seismic reflection lines from the Pannonian basin and their structural implication. – In: L. H. ROYDEN & F. HORVATH (Hrsg.): *The Pannonian Basin. A Study In Basin Evolution*, *AAPG Memoir*, 45, 153–169.
- SACHSENHOFER, R. F. (1988/89): Zur Inkohlung des Ennstaltertärs. – *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I*, 197, 333–342.
- SACHSENHOFER, R. F. (1989): Das Inkohlungsbild im Jungtertiär der Norischen Senke (Östliche Zentralalpen, Österreich) und seine paläogeothermische Deutung. – *Jb. Geol. B.-A.*, 132, 489–505.
- SACHSENHOFER, R. F. (1990): Eine Inkohlungskarte des Steirischen Tertiärbeckens. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 120, 251–264.
- SACHSENHOFER, R. F. (1991a): Maturität im Steirischen Tertiärbecken. – *Erdöl, Erdgas, Kohle*, 107, 12–17.
- SACHSENHOFER, R. F. (1991b): Geological setting and coalification of intermontane basins of the eastern Alps (Tertiary, Austria). – *Bull. Soc. geol. France*, 162, 371–374.
- SALTERS, V. J. M.; HART, S. R. & PANTO, Gy. (1988): Origin of late Cenozoic volcanic rocks of the Carpathian Arc, Hungary. – In: L. H. ROYDEN & F. HORVATH (Hrsg.): *The Pannonian Basin. A Study In Basin Evolution*, *AAPG Memoir*, 45, 279–292.
- SAUERZOPF, F. (1950): Fauna und Gliederung der Schichten des Pannon im südlichen Burgenland. – Unveröff. Diss. Univ. Wien.
- SAUERZOPF, F. (1952): Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des südburgenländischen Pannons. – *Burgenländ. Heimatblätter*, 14, 1–16.
- SCHARBERT, H. G.; POULTIDIS, Ch.; HÖLLER, H.; KOLMER, H. & WIRSCHING, U. (1981): Vulkanite im Raume Burgenland–Oststeiermark. – *Fortschr. Miner.*, 59, Beiheft 2, 69–88.

- SCHMID, H. (1972): Fossilien aus zwei neuen Mineralwasserbohrungen im Burgenland (Sauerbrunn und Kobersdorf). – *Ann. naturhist. Mus. Wien*, 76, 475–479.
- SCHMID, H. (1977a): Die hydrogeologischen und hydrochemischen Verhältnisse des neuen Mineralwasservorkommens von Kobersdorf/Bgld. – *Wiss. Arb. Burgenl.*, 58, 73–89.
- SCHMID, H. (1977b): Die montangeologischen Voraussetzungen des ur- und frühgeschichtlichen Eisenhüttenwesens im Gebiet des mittleren Burgenlandes (Becken von Oberpullendorf). – *Wiss. Arb. Burgenl.*, 59, 11–23.
- SCHMID, S. M. & HAAS, R. (1987): The transition from near surface thrusting to intra-basement decollement along the Schlining thrust. – *Terra Cognita*, 7, 68.
- SCHMID, S. M.; AEBLI, H. R.; HELLER, F. & ZINGG, A. (1989): The role of the Periadriatic lineament in the tectonic evolution of the Alps. – In: M. P. COWARD; D. DIETRICH & R. G. PARKS (Hrsg.): *Alpine Tectonic*, Geol. Soc. Spec. Publ., 45, 153–171.
- SCHÖNLAUB, H. (1984): Das Paläozoikum von Sulz bei Güssing im Südburgenland. – *Jb. Geol. B.-A.*, 127, 501–505.
- SCHWENDT, A. (1990): Inkohlungsstudien im Tertiär des Alpenostrandes. – 128 S., unveröff. Dipl. Arbeit Montanuniv. Leoben.
- SCLATER, J. G.; ROYDEN, L. H.; HORVATH, F.; BURCHFIEL, B. C.; SEMKEN, S. & STEGENA, L. (1980): The formation of the intra-Carpathian basins as determined from subsidence data. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 139–162.
- SILVERSTONE, L. (1988): Evidence for east-west crustal extension in the Eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern Window. – *Tectonics*, 7, 87–105.
- SKALA, W. (1967): Kurzbericht über die Untersuchung von Fließrichtungen in den Basis-schottern des Obersarmats im Steirischen Becken. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 97, 28–31.
- SKALA, W. (1968): Lithologische Untersuchungen an den Sanden der Kirchberger – Karnerberger – Zwischenserie (Pannon C, Steirisches Becken). – *Mitt. geol. Ges. Wien*, 60, 69–95.
- STEININGER, F. F. & BAGDASARJAN, G. P. (1977): Neue radiometrische Alter mittelmiozäner Vulkanite der Steiermark (Österreich), ihre biostratigraphische Korrelation und ihre mögliche Stellung innerhalb der paläomagnetischen Zeitskala. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1977, 85–99.
- STEININGER, F. F.; SENES, J.; KLEEMANN, K. & RÖGL, F. (1985): Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps. – *Inst. Paleont., Vienna*.
- STEININGER, F. F.; BERNOR, R. L. & FAHLBUSCH, V. (1990): European Neogene marine/continental chronological correlations. – In: E. H. LINDSAY et al. (Hrsg.): *European Neogene Mammal Chronology*, 15–, Plenum, New York.
- STILLE, H. (1924): *Grundfragen vergleichender Tektonik*. – 443 S., Borntraeger, Berlin.
- STINY, J. (1918): Die Lignite in der Umgebung von Feldbach in Steiermark. – *Bergbau und Hütte*, 10/11, 1–14.
- STUR, D. (1871): *Geologie der Steiermark*. – 654 S., Geognostisch – montanistischer Ver. Stmk., Graz.
- TAUBER, A.F. (1959): Der Braunkohlenbergbau Bubendorf (Burgenland). – *Burgenländ. Heimatblätter*, 21, 243–255.
- TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. (1978): Coalification studies in the Alps. – In: H. CLOOS et al. (Hrsg.): *Alps, Apennines, Hellenides*, 49–55, Schweizerbart, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1963): *Ostalpensynthese*. – 256 S., Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1978): Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, 69 (1976), 291–351.
- TOLLMANN, A. (1985): *Geologie von Österreich II – Außerzentralalpiner Anteil*. – 710 S., Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1987): Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterran. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, 80, 47–113.

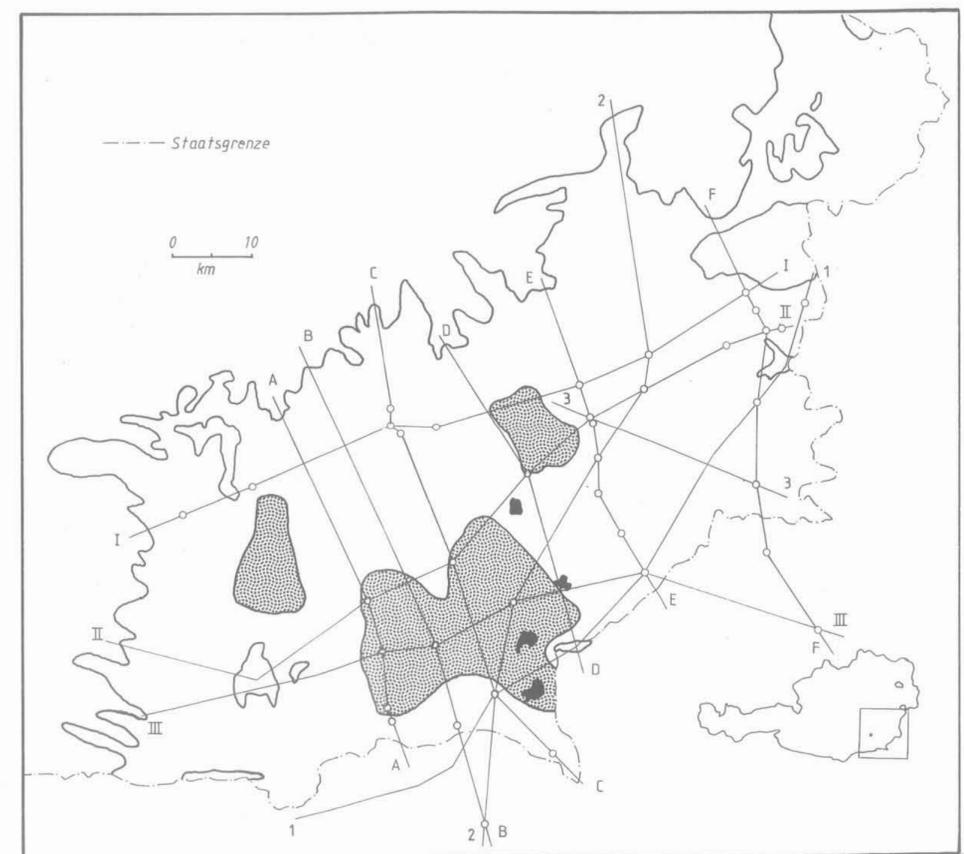
- TRAUSSNIG, H. (1979): Das kohlenführende Neogen der Bubendorfer Bucht und seine kristalline Umrahmung. – 190 S., unveröff. Diss. Univ. Graz.
- VENDEL, M. (1933): Daten zur Geologie von Brennbach und Sopron und ihrer Umgebung. – Banyamern. Erdöbern. Föiskola bany. koh. oszt. közl., 5, 386–412.
- VINZENZ, M. (1984): Inkohlungsstudien an Braunkohlen. – 40 S., unveröff. Bericht, Leoben (VALL).
- VINZENZ, M. (1985): Kohleprospektion Mittleres Lavanttal. – 54 S., unveröff. Bericht GKB, Leoben.
- VINZENZ, M. (1986): Kohleprospektion Südliches Burgenland. – 12 S., unveröff. Bericht GKB, Leoben.
- WAGNER, L.; KUCKELKORN, K. & HILTMANN, W. (1986): Neue Ergebnisse zur alpinen Gebirgsbildung Oberösterreichs aus der Bohrung Oberhofen 1 – Stratigraphie, Fazies, Maturität und Tektonik. – Erdöl, Erdgas, Kohle, 102, 12–19.
- WALACH, G. (1976): Gesteinsphysikalische Untersuchungen an Vulkaniten der Tiefbohrungen Mitterlabill, Walkersdorf und Paldau. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 113, 52–61.
- WALACH, G. & WEBER, F. (1987): Contributions to the relations between the Eastern Alps and the Pannonian basin in the light of gravimetric and magnetic investigations. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 345–360, Deuticke, Wien.
- WAPLES, D. W. (1980): Time and temperature in petroleum formation: application of Lopatin's method to petroleum exploration. – AAPG Bull., 64, 916–926.
- WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der Österreichischen Braunkohlenvorkommen. – Arch. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., 4, 1–317.
- WINKLER, A. (1924): Studienergebnisse im Tertiärgebiet von Südweststeiermark. – Verh. Geol. B.-A., 1924, 93–101.
- WINKLER, A. (1926): Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit. – Geol. Rundschau, 17, 36–68, 196–217, 291–310.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1927a): Das südweststeirische Tertiärbecken im älteren Miozän. – Denkschr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 101, 89–130.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1927b): Die geologischen Aufschließungen beim Bau der Bahnlinie Friedberg-Pinkafeld und der geologische Bau des nordöstlichen Tertiärbeckens. – Verh. Geol. B.-A., 1927, 97–103.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1929a): Über das Alter der Dazite im Gebiete des Draudurchbruches. – Verh. Geol. B.-A., 1929, 169–181.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1929b): Die jüngeren miozänen Ablagerungen im südweststeirischen Becken und dessen Tektonik. – Jb. Geol. B.-A., 79, 1–32.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1929c): Der Bau des „Radlgebirges“ in Südweststeiermark. – Jb. Geol. B.-A., 79, 479–530.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1933a): Die jungtertiären Ablagerungen am Nordostsporn der Zentralalpen und seines Südsaumes. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 142, 81–102.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1933b): Über zwei interessante Gesteinsvorkommen bei Aschau im Bez. Oberwarth (Felsöör), Burgenland. – Folia Sabariensia, 1.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1950): Tertiäre Ablagerungen und junge Landformung im Bereich des Längstales der Enns. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 159, 255–280.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1951a): Über neue Ergebnisse aus dem Tertiärbereich des steirischen Beckens und über das Alter der Oststeirischen Basaltausbrüche. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 160, 1–15.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1951b): Die jungtektonischen Vorgänge im steirischen Becken. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 160, 37–69.

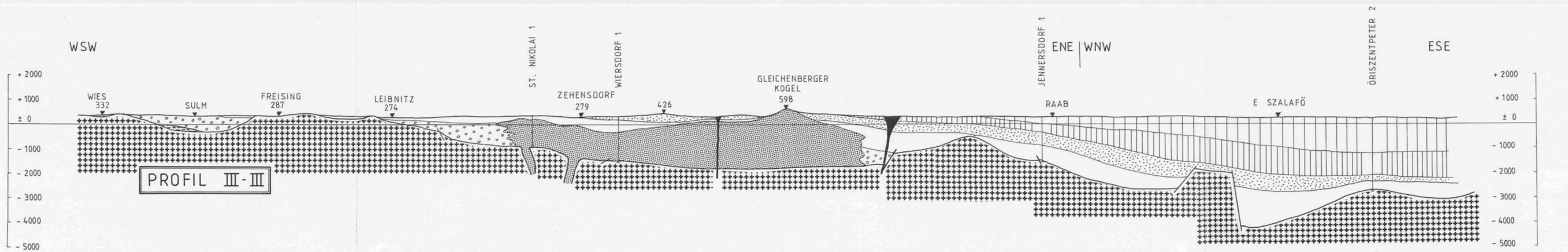
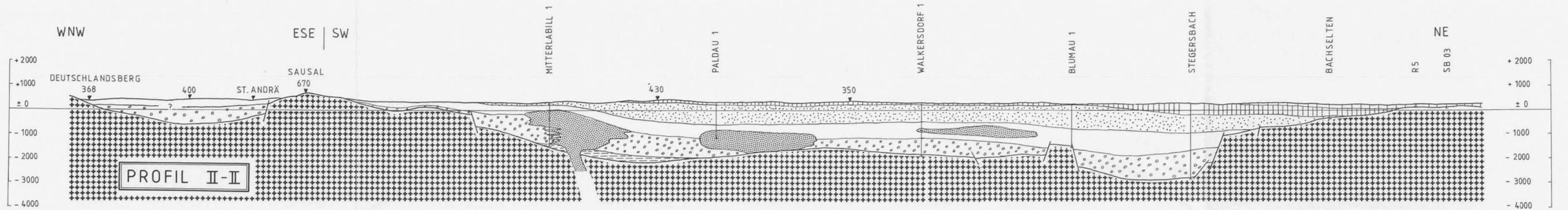
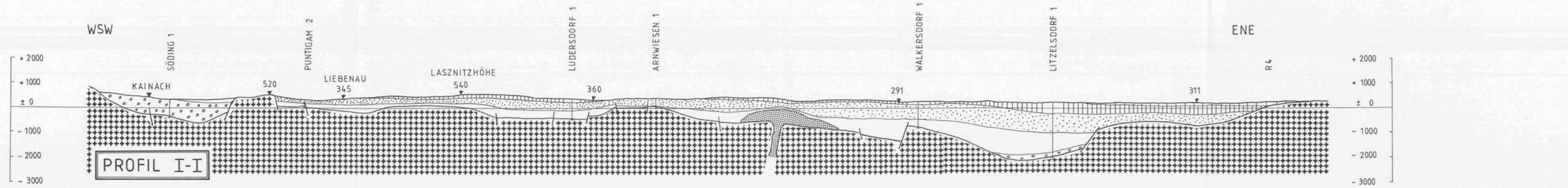
- WINKLER-HERMADEN, A. (1951 c): Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. – In: F. X. SCHAFFER (Hrsg.): Geologie von Österreich, 2. Aufl., 414–524, Deuticke, Wien.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1957): Geologisches Kräftespiel und Landformung. – 822 S., Springer, Wien.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1962): Die jüngsttertiäre (sarmatisch-pannonisch-höherpliozäne) Auffüllung des Pullendorfer Beckens (= Landseer Bucht E. Sueß) im mittleren Burgenland und der pliozäne Basaltvulkanismus am Pauliberg und bei Oberpullendorf-Stoob. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 171, 143–192.
- WOLF, M. (1988): Torf und Kohle. – In H. FÜCHTBAUER (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine, 683–730, Schweizerbart, Stuttgart.
- ZIRKL, E. J. (1963): Neues über den Basalt von Kollnitz im Lavanttal, Kärnten. – TMPM, 8, 96–139.



LEGENDE
 QUARTÄR NICHT BERÜCKSICHTIGT

- BASALTE
BASALTTUFFE (PLIO-, PLEISTOZÄN)
- PONT
- PANNON
- SARMAT
- BADEN
- MIOZÄNE VULKANITE
(KARPAT - UNTERBADEN)
- KARPAT
- OTTNANG
- PRÄTERTIÄRES
GRUNDGEBIRGE
- TIEFBOHRUNG





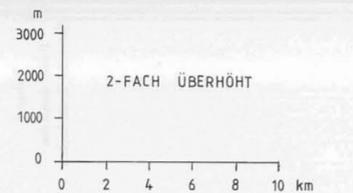
LEGENDE
 QUARTÄR NICHT BERÜCKSICHTIGT

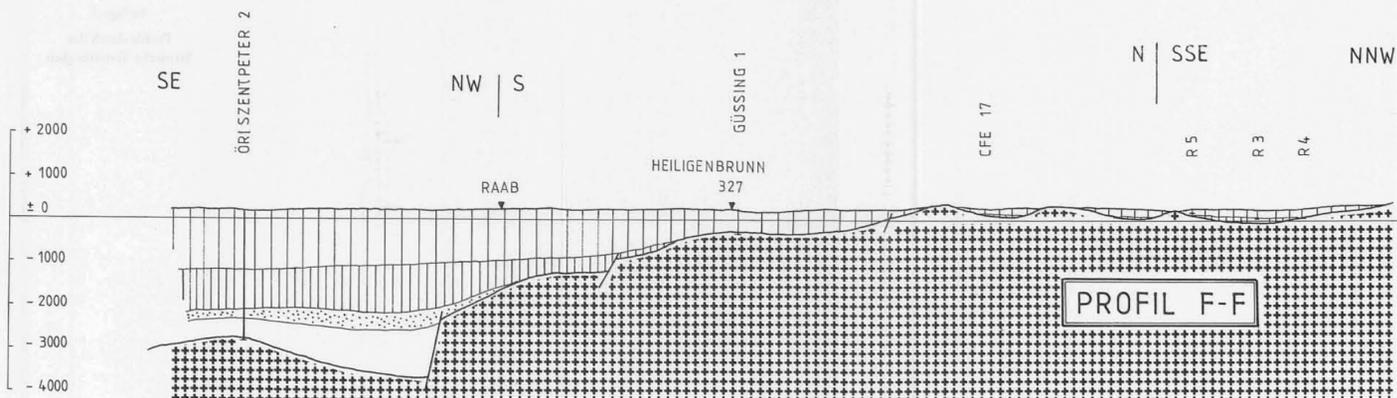
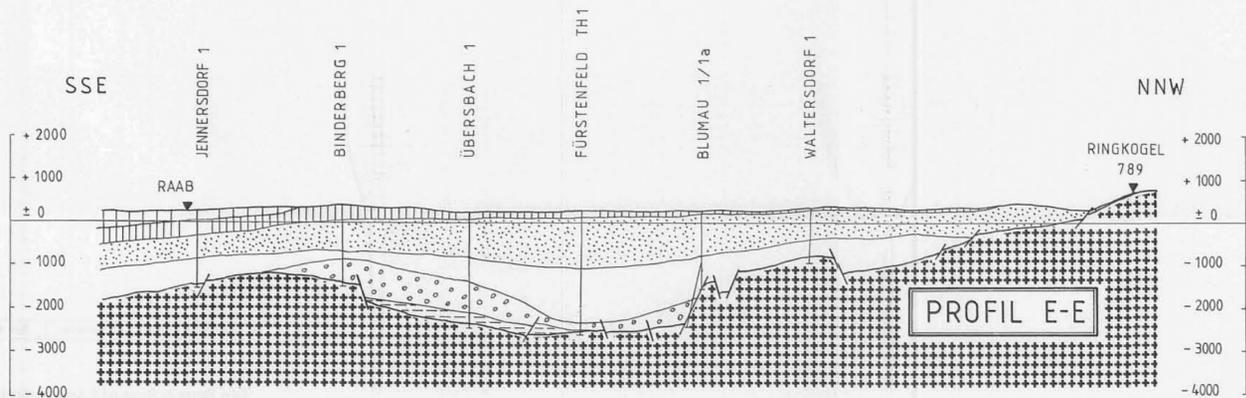
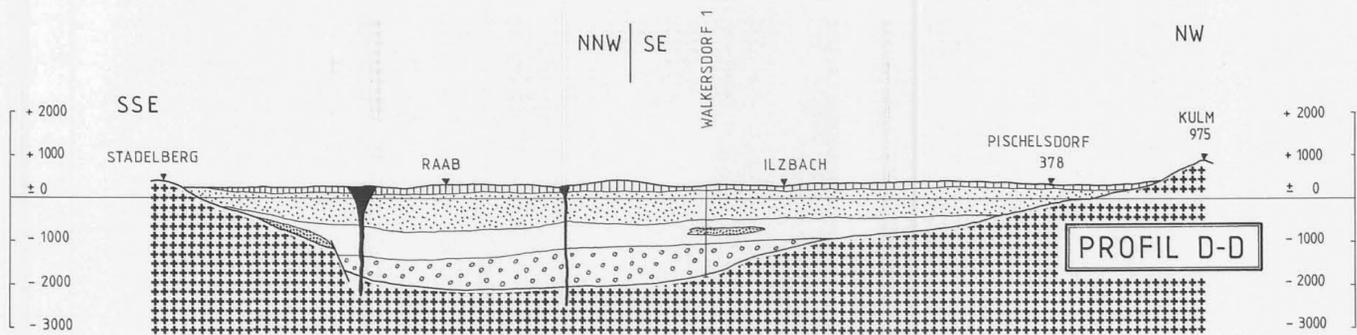
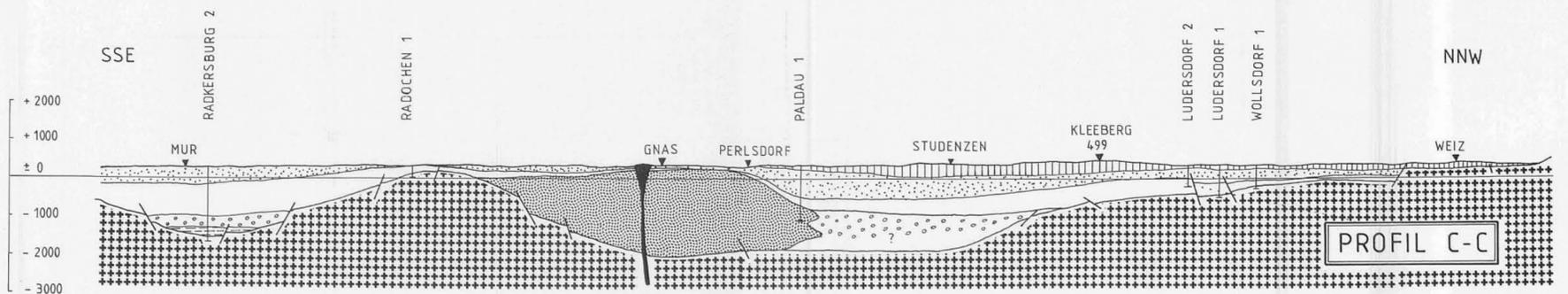
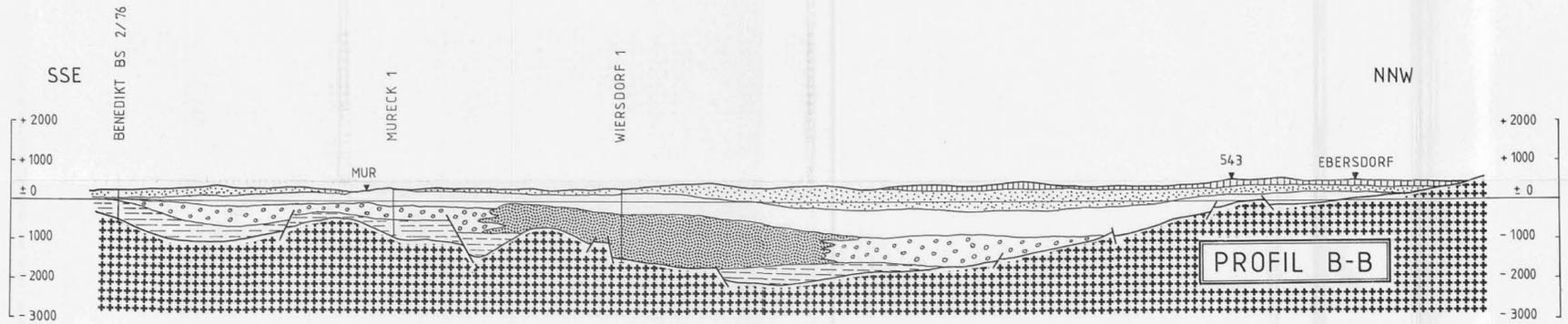
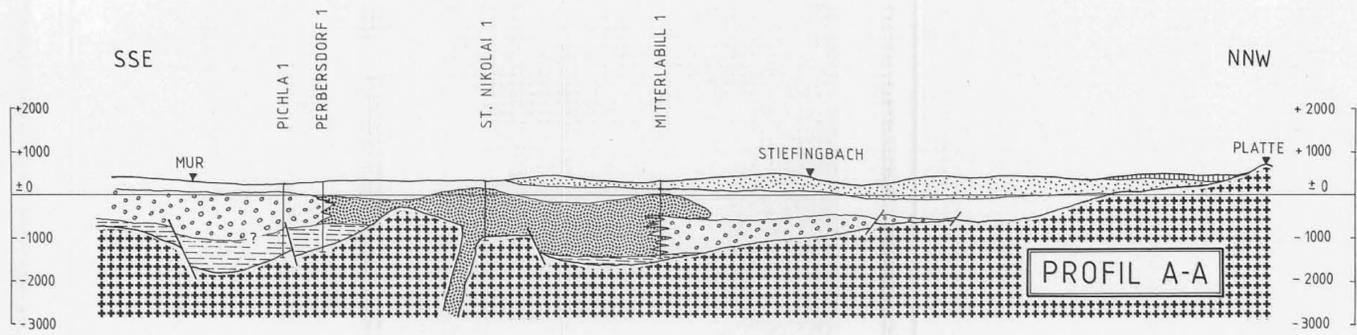
- BASALTE
BASALTTUFFE (PLIO-, PLEISTOZÄN)
- PONT

- PANNON
- SARMAT
- BADEN

- MIOZÄNE VULKANITE
(KARPAT - UNTERBADEN)
- KARPAT
- OTTNANG

- PRÄTERTIÄRES
GRUNDGEBIRGE
- TIEFBOHRUNG





LEGENDE

QUARTÄR NICHT BERÜCKSICHTIGT

- BASALTE (PLIO-, PLEISTOZÄN)
- BASALTTUFFE (PLIO-, PLEISTOZÄN)
- PONT
- PANNON
- SARMAT
- BADEN
- MIOZÄNE VULKANITE (KARPAT - UNTERBADEN)
- KARPAT
- OTTNANG
- PRÄTERTIÄRES GRUNDGEBIRGE

TIEFBOHRUNG

