

Strukturgeologische Untersuchungen als Hilfe für die tektonische Deutung des Bewegungsmechanismus des Wiener Beckens

Von Thomas W. SCHOPPER^{*)}

Mit 11 Abbildungen und 3 Tafeln

Zusammenfassung

Strukturgeologische Untersuchungen und anschließende EDV-gestützte Auswertung der im Gelände gewonnenen Daten gaben nähere Informationen über die Art des Mechanismus, der die Zerrung und damit verbunden das Absinken des Alpen-Karpatenkörpers während des Jungtertiärs im Bereich des Wiener Beckens verursacht hat. Zahlreiche strukturelle Elemente (rhomboedrische Beckenform, „negative flower-structure“ im Bereich der Mitterndorfer Senke, „en-echelon“-Anordnung einzelner Bruchsysteme wie z. B. dem Bockfließ-Bruchsystem etc.) weisen auf die Beteiligung eines „pull-apart“-Mechanismus — initiiert durch junge horizontale Bewegungen — bei der Beckenbildung hin. Da der vertikale Abbruch im Bereich des Wiener Beckens feststeht, galt es in erster Linie, den Nachweis für diese eventuell vorhandene laterale Bewegungskomponente zu erbringen. An den zahlreichen, die neogene Beckenfüllung versetzenden Brüchen konnte solch eine junge, horizontale Bewegungskomponente nicht nachgewiesen werden, allerdings legt die strukturelle Entwicklung der randlichen alpin-karpatischen Einheiten ihre Existenz nahe.

Anhand der Rekonstruktion des Paläostreßfeldes im Wiener Becken selbst und randnaher alpiner Bereiche lassen sich in der geodynamischen Entwicklung dieses Gebietes drei Deformationsphasen unterscheiden: (1) an den Deckentransport gebundene, durch Falten- und Überschiebungstektonik bzw. durch damit in Zusammenhang stehende interne Blattverschiebungen geprägte, gegen NNW- bis NW-gerichtete, kompressive Phase (Zeitraum vor dem Baden); (2) zeitlich anschließende Rotation der Achse maximaler Spannung im Uhrzeigersinn (unteres Baden) — Kompression in NE-Richtung, Vorherrschen von links-lateralen Blattverschiebungen; (3) mit dem oberen Baden einsetzende, durch Vertikalbewegungen entlang der Bruchsysteme des Wiener Beckens kontrollierte, W-E gerichtete Extensionstektonik.

Summary

Structural analysis and subsequent computer-aided interpretation of all data gave more detailed information about the character of the mechanism which was responsible for the extension of the Alpine-Carpathian units in the area of the Vienna Basin during the Neogene. Numerous structural features (e. g. the obvious rhombohedral shape, the Mitterndorf Depression as a negative flower structure, right stepping en echelon arrangement of the Bockfließ faults) indicate a participation of a pull-apart mechanism in the development of the basin, initiated by young lateral displacements. Because it is certain that verti-

^{*)} Adresse des Verfassers: Mag. Thomas SCHOPPER, Eipeldauerstraße 38/20/7, A-1220 Wien, Österreich.

cal displacement took place, attention was aimed at the possibility of young strike-slip faultings occurring in the area of the Vienna Basin. It was not possible to verify lateral movement in structures displacing Neogene sediments directly in the basin, but the structural development of marginal Alpine-Carpathian units indicates its existence.

A reconstruction of the Neogene paleostress-field of the Vienna Basin and its surrounding alpine regions shows three different stages of deformation in its geodynamical development: (1) a NNW- to NW-orientated compressive deformation connected with the late thrusting of the Alpine-Carpathian nappes, characterized by foldings, reverse faults and internal strike-slip faults (period before Badenien); (2) subsequent clockwise rotation of the axis of maximum stress (lower Badenien) — NE-SW-trending compression, lefthanded strike-slip faulting predominate; (3) extension-tectonics controlled by the major normal faults of the Vienna Basin starting in Upper Badenien.

Inhalt

1. Regionale Lage und geologischer Bau des Wiener Beckens	102
2. Bruchtektonik des Wiener Beckens	103
3. Problemstellung	105
3.1. Anlage des Wiener Beckens als Großgrabenstruktur	107
3.2. Modell des „pull-apart“-Beckens	108
4. Strukturgeologische Grundlagen und Arbeitsmethoden	110
4.1. Ermittlung des Paläostressfeldes	110
4.2. Computergestützte Datenauswertung	110
5. Entwicklung des Paläostressfeldes im Bereich des Wiener Beckens	112
5.1. Eger — Kapat: An den Deckentransport gekoppelte Tektonik — NNW-SSE-Kompression	112
5.1.1. Entwicklung der Orogenfront	112
5.1.2. Tektonische Entwicklung des Wiener Beckens	114
5.2. Beckenbildung nach Beendigung der Überschiebungstektonik (Zeitraum ab dem Baden)	118
5.2.1. Rotation des Paläostressfeldes — NE-SW-Kompression	118
5.2.2. E-W-gerichtete Zerrungstektonik	122
5.3. Rezente Seismizität und Seismotektonik	122
6. Frage nach dem Tiefgang großer Bruchsysteme	126
7. Diskussion und Schlußfolgerungen	128
8. Literatur	132

1. Regionale Lage und geologischer Bau des Wiener Beckens

Das Wiener Becken erstreckt sich von Gloggnitz am Ostabfall des Semmerings mit etwa 200 km Länge und 60 km Breite gegen NNE und reicht noch weit auf mährisches Gebiet hinein. Es stellt ein im Jungtertiär eingesunkenes intramontanes Zerrungsbecken dar, das etwa in jenem Bereich des Alpen-Karpatenkörpers liegt, wo dieser aus dem alpinen, E-W-gerichteten Streichen gegen Nordosten in die karpatische Streichrichtung umschwenkt. Gegen die Tiefe läßt sich das Wiener Becken in drei „Stockwerke“ untergliedern (G. WESSELY, 1988):

(1) *Die neogene Beckenfüllung*, die im zentralen Beckenbereich bis zu 5,5 km Mächtigkeit erreicht, mit reliktsch erhaltenen Ablagerungen des Egers und Eggenburgs einsetzt und mit jüngsten Bildungen des Pleistozäns ausklingt. Es handelt sich dabei vorwiegend um Sande und Tegel, zu denen — meist als randliche Bildungen — lokal Schotter, Konglomerate, Leithakalke und Kalksandsteine hinzutreten. Stratigraphie und Fazies der neogenen Sedimentfolgen wurden oftmals und ausführlich beschrieben (u. a.: R. JANOSCHEK, 1951; K. FRIEDL, 1957; E. THENIUS, 1974; A. KRÖLL, 1980; A. TOLLMANN, 1985). Die im nördlichen Wiener Becken anzutreffenden ältesten Schichtglieder sind ebenso wie randlich fehlende Regressionsniveaus jüngerer Serien nur durch Bohrungen aus dem Beckeninneren bekannt.

(2) *Die alpinen Einheiten* (Flyschzone, Kalkalpen, Grauwackenzone, Zentralalpine Zone), welche von Westen heranziehen, im Untergrund der neogenen Sedimente das Becken queren und gegen Osten in den Karpaten ihre Fortsetzung finden (G. WESSELY, 1975; A. TOLLMANN, 1986; W. HAMILTON et al., 1990). Bis zu Beginn des Badens wurden die neogenen Sedimente auf den gegen Norden vorstoßenden alpin-karpatischen Einheiten abgelagert, erst ab der Oberen Lagenidenzone des Baden brach das Wiener Becken in seiner heutigen Form ein und das Meer griff auf weite Teile des Areals aus (R. JIŘÍČEK & P. SEIFERT, 1990).

(3) *Das autochthone Basement*, das den kristallinen Sockel der Böhmisches Masse samt der auflagernden, autochthonen mesozoischen Sedimenthülle, die offensichtlich im Zuge eines Riftinges abgelagert wurde, umfaßt (W. LADWEIN et al., 1991).

2. Bruchtektonik des Wiener Beckens

Die NNE-SSW- bis NE-SW-streichenden Brüche unterschiedlicher Sprunghöhe und lateraler Erstreckung bewirken im Wiener Becken eine ausgeprägte Schollentektonik, wobei eine intensive Gliederung in weniger stark abgesetzte Hochschollen und tief eingesenkte Depressionszonen entsteht (Abb. 1). Von den zahlreichen Arbeiten, die den tektonischen Aufbau des Wiener Beckens betreffen, seien hier auszugsweise jene von R. JANOSCHEK (1951), A. KRÖLL (1980), W. FUCHS (1980), A. TOLLMANN (1985), G. WESSELY (1983, 1988), V. CEKAN et al. (1990) und W. LADWEIN et al. (1991) erwähnt.

Am Westrand des Beckens liegen mit der Ratiškovice-, der Rakvice-, der Poysbrunner-, der Mistelbacher- und der Mödlinger Scholle zunächst eine Reihe mäßig tief abgesetzter Schollen vor. Gegen Osten folgt ein System von tief abgesenkten Schollen (Uherske-Hradiště-, Zistersdorfer-, Groß-Engersdorfer- und Schwechat Senke). Der Hauptabbruch im nördlichen Beckenteil erfolgt entlang des Steinbergbruches, der die Oberkante des Flysches um etwa 5600 m versetzt, südlich der Donau bildet das aus mehreren Brüchen bestehende Leopoldsdorfer Bruchsystem, das die Neogenbasis um fast 5400 m absenkt, das beherrschende Element. Östlich dieser Tiefzone folgt eine mediane Hochzone, die sich von der östlich des Moravischen Zentralgrabens gelegenen Hodoniner Hochzone (=Hodonin-Gbely Horst, Holič-Skalica Scholle, Kopčany Senke, Unín-Scholle) über den Rabensburger-Eichhorn-Rücken bis zur Hochzone von Matzen-Aderklaa erstreckt; im südlichen Beckenteil liegt die isolierte Wienerherberg-Enzersdorf-Hochzone. Südlich des Farske-Bruches schließt mit der Kúty-Drösing-, der Senica- und der Leváre-Senke zunächst eine ausgeprägte Tiefzone, innerhalb der die Závod-Šaštín Scholle liegt, an, weiter gegen Osten folgen noch der Láb-Malacky-Horst sowie die Lakšary-Hochzone. Im österreichischen Teil des

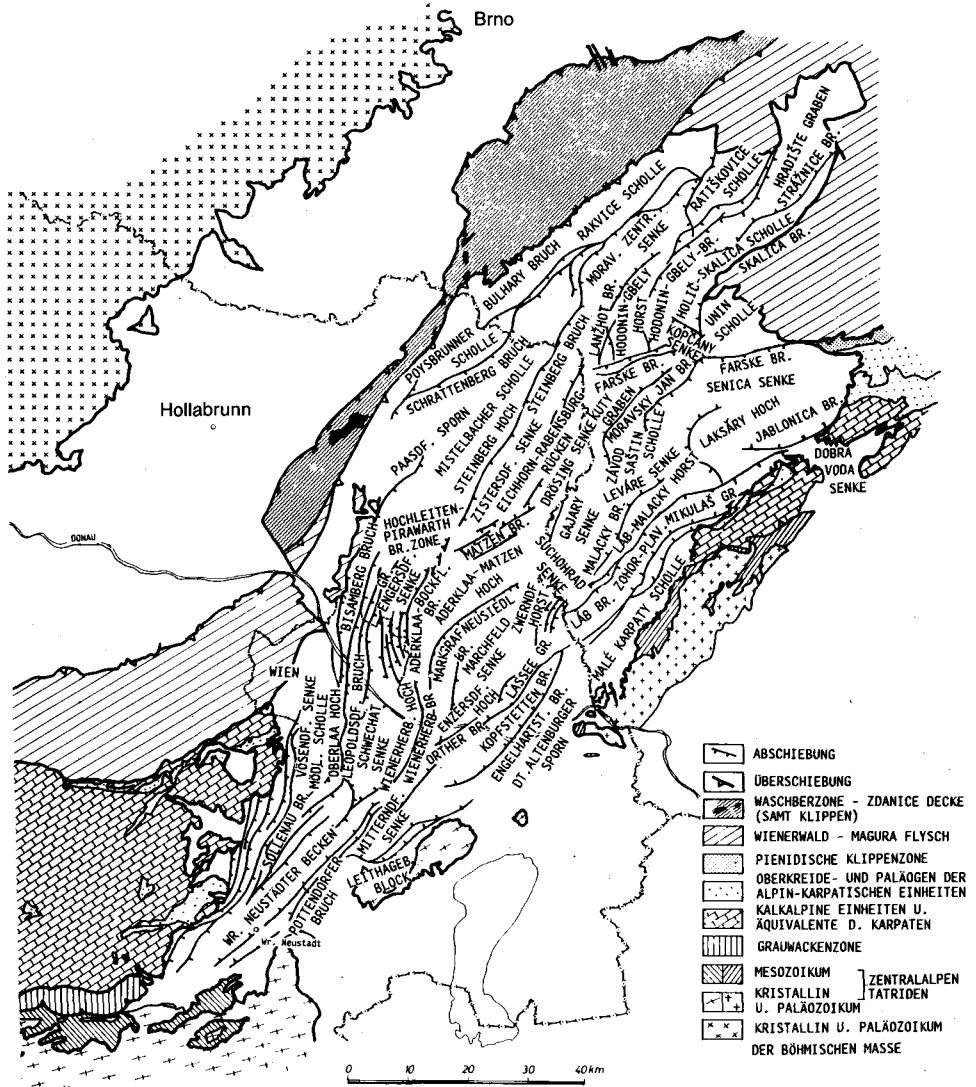


Abb. 1: Tektonik und Hauptstrukturen des Wiener Beckens (nach W. LADWEIN et al., 1991).

Wiener Beckens wird die zentrale Hochzone durch den Markgrafneusiedl-Bruch von der Marchfeld-Senke, an der gegen Nordosten der Zwerndorf-Tallesbrunn-Horst anschließt, getrennt. Gegen den Ostrand des Beckens liegen mit dem Wiener Neustädter Becken, der Mittendorfer Senke, dem Lasseegraben und dem Zohor Plavecký-Graben zunächst noch eine Reihe in jüngster Zeit eingesenkter Areale. Mit der Leithagebirgs-Scholle, dem Sporn von Deutsch Altenburg und der Malé Karpáty-Scholle folgen, durch bedeutende Brüche von diesen jungen Senkungszone (Pottendorfer Bruch, Kopfstetten-Engelhartstetten-Bruchsystem) getrennt, schließlich noch die östlichen Randschollen.

Die Brüche des Wiener Beckens stellen größtenteils synd sedimentäre Abschiebungen dar, sodaß Mächtigkeiten von nur einigen hundert Metern auf den Hochzonen oft mehrere tausend Meter mächtige Sedimentpakete in den tief abgesenkten Teilen gegenüberstehen. Die Bruchflächen sind dabei stets in Richtung der abgesenkten Scholle geneigt, wobei der Neigungswinkel zwischen 50° und 70° beträgt. Randleiche Verwerfungen zeigen keine allzu großen Versatzbeträge, erst weiter beckeneinwärts mit dem gegen Osten gerichteten Hauptabbruch (Steinbergbruch bzw. Leopoldsdorfer Verwurf) stellen sich tief abgesetzte Depressionszonen ein. Die Brüche verlaufen einerseits parallel zu den Beckenrändern in NNE-SSW-Richtung, vor allem aber im südlichen Wiener Becken treten häufig NE-SW-gerichtete Bruchflächen auf. Möglicherweise ist dies auf eine Divergenz in der Erstreckung alter, im Unterbau angelegter Schwächezonen und der Richtung der jungen Zerrung zu erklären (G. WESSELY, 1983). Einzelne Bruchsysteme zeigen strukturelle Züge, deren Anlage auf laterale Bewegungen zurückzuführen sein könnten:

Am Bockfließbruchs system ist durch die große Bohrdichte in diesem Bereich eine „right-stepping en-echelon“-Anordnung der einzelnen Bruchflächen belegt (G. WESSELY, 1988; W. LADWEIN et al., 1991). Die durch jüngste Absatzbewegungen im Pleistozän eingesunkene Mitterndorfer-Lasseer Senke zeigt im seismischen Profil Züge einer „negative flower-structure“ (W. LADWEIN et al., 1991; vergl. auch Abb. 2), einer für Blattverschiebungen typischen strukturellen Erscheinung (P. HARDING et al., 1985). Dabei kommt es zur Aufspaltung einer Störung gegen das Hangende in eine Reihe auseinanderlaufender Äste, damit verbunden wird Extension und in weiterer Folge Raumüberschuß hervorgerufen; gegen die Tiefe tritt eine Versteilung der Bruchflächen ein (K. BIDDLE & N. CHRISTIE-BLICK, 1985).

3. Problemstellung

Zwei unterschiedliche Meinungen über die Art des Mechanismus, der im Bereich des Wiener Beckens das Absinken weiter Areale der alpin-karpatischen Einheiten verursachte, stehen heute zur Diskussion. Beide stützen sich dabei auf die spezifische strukturelle Anlage des Beckens: A. TOLLMANN (1970, 1978 und 1985) deutet das Wiener Becken als großes Grabenbruchsystem gleich dem Rheingraben oder dem Ostafrikanischen Graben. Die Zerrung wäre in diesem Fall durch im tiefen Untergrund vor sich gehende Bewegungen initiiert worden. Dadurch wäre es zur Wiederbelebung variszisch angelegter Bruchsysteme innerhalb der hier vom Alpen-Karpatenkörper überschobenen kristallinen Ausläufer der Böhmisches Masse gekommen. Dem widersprechend interpretieren B. BURCHFIEL & L. ROYDEN (1982) bzw. L. ROYDEN (1985) das Wiener Becken als „pull-apart“-Becken. Anders als beim Grabenbruchmodell wäre nun die Zerrung auf bedeutende laterale Versätze innerhalb der alpin-karpatischen Einheiten — verursacht im Zuge jüngster Überschiebungsbewegungen — zurückzuführen.

Strukturgeologische Untersuchungen und anschließende EDV-gestützte Auswertung der im Gelände aufgenommenen Daten mittels speziell dafür entwickelter Computerprogramme (H. PERESSON, 1991) sollten Rückschlüsse auf den Typ, die Richtung und den zeitlichen Ablauf der Beanspruchung, sowie die Art des Zerrmechanismus, der hier das Absinken der alpin-karpatischen Einheiten verursachte, ermöglichen.*) Da der vertikale

*) Herrn Mag. Herwig PERESSON sei an dieser Stelle nochmals für die Bereitstellung der entsprechenden Programme herzlichst gedankt!

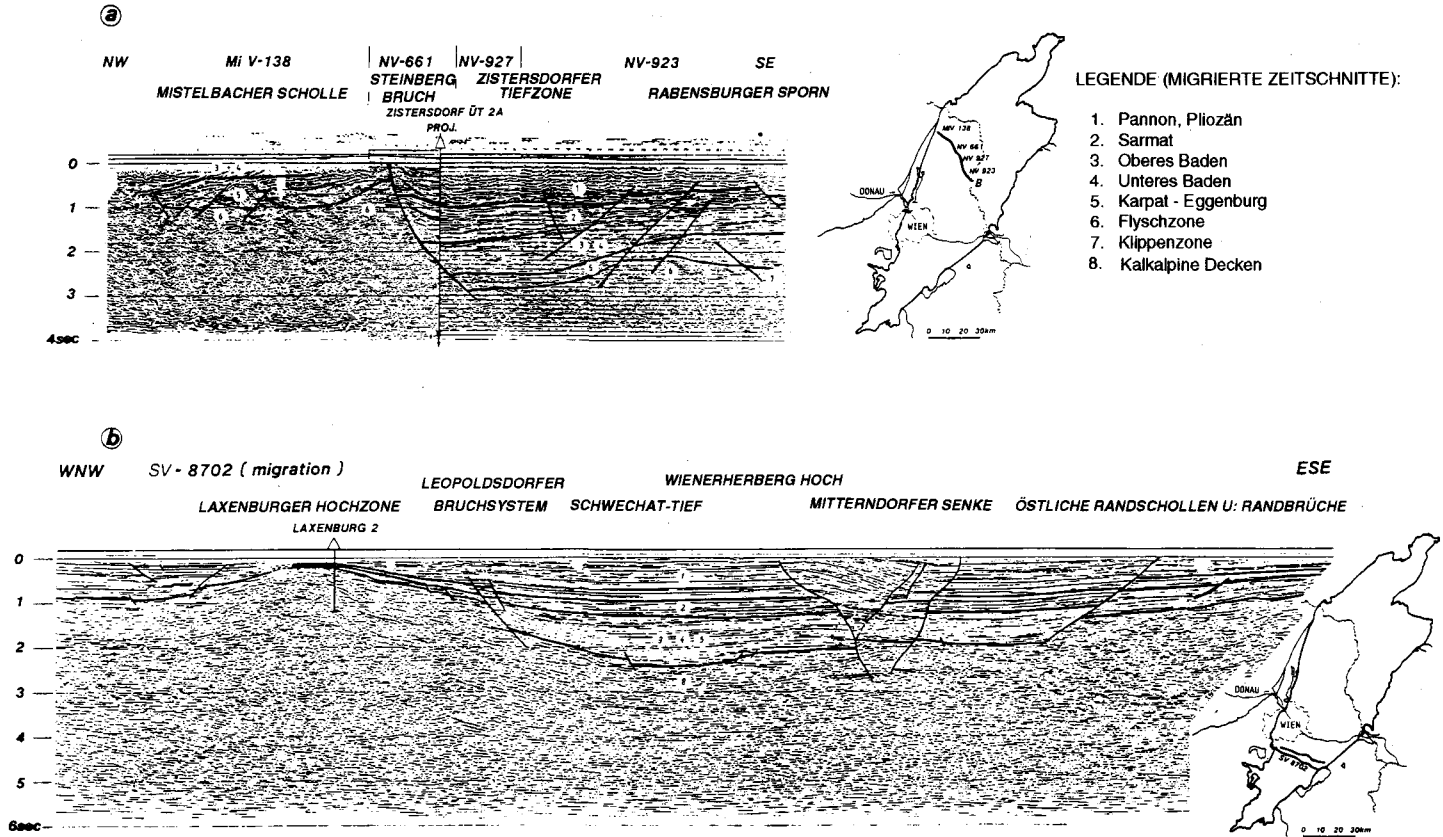


Abb. 2: Seismische Profile im Bereich des Steinbergbruches (a) und durch das südliche Wiener Becken (b): Die Mitterndorfer Senke zeigt hier deutlich Züge einer „negative flower-structure“ (nach W. LADWEIN et al., 1991).

Abbruch feststeht, galt es in erster Linie Hinweise auf eine eventuell existierende laterale Bewegungskomponente zu finden, welche für die Beteiligung eines „pull-apart“- Mechanismus bei der Genese des Wiener Beckens sprechen würde. Neben im Becken selbst gelegenen Aufschlüssen konnten vor allem durch strukturgeologische Untersuchungen in randnahen Bereichen des Alpenkörpers wertvolle Ergebnisse gewonnen werden. Weitere wichtige Hilfsmittel stellten seismische Profile, seismologische Aufzeichnungen, sowie in Bruchnähe gezogene Bohrkerne dar.

3.1. Anlage des Wiener Beckens als Großgrabenstruktur

Das Wiener Becken zeigt nach A. TOLLMANN (1970, 1978 und 1985) in seiner Physiognomie folgende Gemeinsamkeiten mit anderen großen Grabenbruchstrukturen:

Wie beim Ostafrikanischen Graben, wo sich in mittelpleistozäner Zeit ein junger, schmaler, innerster Sekundärgraben bildete, liegt im Wiener Becken mit der von plio-pleistozänen Schottern erfüllten Mitterndorfer-Wiener Neustädter-Senke gleichfalls eine jüngste Nachbruchzone vor (⇒ „Rift in Rift“-Struktur; A. TOLLMANN, 1970). Eine Inversionsstruktur im zentralen Beckenteil (⇒ „Mittelhorst“), ähnlich wie beim Oberrheingraben oder dem Hessischen Graben, würde nach A. TOLLMANN (1970) die Anlage des Beckens durch ein Auseinanderweichen benachbarter Schollenränder erklären, wie es H. MURAWSKI (1969) im Experiment nachvollzog: Demnach sinkt beim Auseinanderziehen eines Krustenstückes über ruhig verbleibendem Untergrund zunächst der mittlere Bereich ab, bleibt aber nach einiger Zeit relativ zu den beiden gegen außen anschließenden Zonen stehen. Jene Bereiche, welche an die sich weiterhin voneinander entfernenden Schollenränder angrenzen, sinken weiter ein. Es tritt also eine Verlagerung der Senkung vom Mittelteil zu den Flanken ein (⇒ „Randgräben“), im zentralen Bereich bildet sich ein Kernkörper (⇒ „Mittelhorst“) mit geringeren Bewegungsraten.

Die Ursache für das Einsinken des Wiener Beckens liegt für A. TOLLMANN (1978) in einer neuerlichen Wiederbelebung variszisch angelegter Störungen innerhalb des kristallinen Sockels ab dem Eggenburg. Dafür spräche die SSW-NNE-Erstreckung des Wiener Beckens, die auf gleichartig orientierte Bruchlinien im Untergrund zurückgeführt werden könnte (Richtungskonformitäten zwischen den variszisch angelegten Brüchen der Böhmisches Masse, z. B.: Diendorfer Störung, den synjurassischen Strukturen im Molasseuntergrund, Mailberger Bruchsystem und den Hauptrichtungen der großen Abschiebungen des Wiener Beckens, u. a. Steinbergbruch; A. KRÖLL et al., 1981). Den Grund für die Wiederbelebung dieser Bruchstrukturen sieht A. TOLLMANN (1978) in der Abschwächung der nordgerichteten Hauptdruckphase im europäischen Anteil der Eurasiatischen Platte im höheren Alttertiär. Dadurch habe sich eine neue Bewegungstendenz geltend gemacht, die auf eine Zerlegung der Platte durch eine WNW-ESE-gerichtete Bewegung schließen ließe. Diese zeige sich einerseits in den NNE-SSW-gerichteten Großgrabensystemen (Rheingraben, Wiener Becken), andererseits an der bedeutenden Rechtsseitenverschiebung Europas gegenüber den mediterranen Subkontinenten an der Periadriatischen Naht, verursacht durch die im Jungtertiär sehr rasch erfolgende Öffnung des Nordatlantiks als Spreading-System in W-E-Richtung. Außerdem zeichne sich mit der Anlage derartig großer Grabensysteme, wobei es in deren Bereich zu einem Aufsteigen des Mantels unter beträchtlicher Krustenverdünnung kommt, der Versuch der Anlage lokaler Riftsysteme unter dem europäischen Kontinentsockel selbst ab.

3.2. Modell des „pull-apart“-Beckens

B. BURCHFIEL & L. ROYDEN (1982) bzw. L. ROYDEN (1985) interpretieren das Wiener Becken aufgrund seiner strukturellen Anlage als „pull-apart“-Becken. Neueste Arbeiten von G. WESSELY (1988), D. VASS et al. (1988), W. LADWEIN et al. (1991) und T. SCHOPPER (1991) weisen auf die Möglichkeit einer Beteiligung eines „pull-apart“-Mechanismus bei der Beckenbildung hin, der seine Ursache in jungen lateralen Bewegungstendenzen während der letzten Überschiebungsbewegungen des Alpenkörpers auf das Vorland hätte.

Das Wiener Becken zeigt folgende, nach A. MIALL (1990) und L. ROYDEN (1985) für „pull-apart“-Becken kennzeichnende Charakteristika:

- a) typische rhomboedrische Form
- b) tiefes Absinken auf relativ eng begrenztem Raum
- c) Vielzahl von Fazieswechsell während der Beckensedimentation
- d) typische interne strukturelle Elemente, wie z. B. „en-echelon faults“ (Bockfließler Bruchsystem; G. WESSELY, 1988), „flower-structures“ (Mitterndorfer Senke; W. LADWEIN et al., 1991)
- e) tief abgesenkte Areale direkt neben relativen Hochzonen
- f) unregelmäßig andauernde Bewegungen an einzelnen Verwürfen (z. B.: Unterbrechung der Absatzbewegungen am Steinbergbruch im Sarmat u. Pannon, H. STOWASSER, 1966; Ruheperioden an den Bockfließler Brüchen, N. KREUTZER, 1971)
- g) weiträumige synsedimentäre Tektonik, wobei Verfaltungen innerhalb eines Sedimentpakets bzw. lokale Diskordanzen zwischen einzelnen Serien auftreten können
- h) hohe Sedimentationsraten auf relativ kleinem Raum (bis zu 1 mm/Jahr)

Wie A. AYDIN & A. NUR (1982) weltweit anhand von etwa 70 „pull-apart“-Becken nachwiesen, beträgt deren Verhältnis von Länge zur Breite, unabhängig von der Beckengröße, relativ einheitlich 3:1 (Wiener Becken: 200 km:60 km).

Anders als beim Grabenbruchmodell wäre die Zerrung im Bereich des heutigen Wiener Beckens als Folge von lateralen Bewegungen innerhalb der allochthonen alpin-karpatischen Einheiten verursacht worden. Diese sollten nach L. ROYDEN (1985) an drei großen Blattverschiebungssystemen stattgefunden haben, die sich aus einer Vielzahl kleinerer Brüche zusammensetzen, eine sog. „en-echelon“-Anordnung zeigen und annähernd parallel zu den alpin-karpatischen Einheiten im Untergrund des Wiener Beckens verlaufen (Abb. 3): Das 1. Störungssystem verläuft als nordöstliche Fortsetzung der Mur-Mürz-Linie entlang der Östlichen Thermenlinie und wird durch die zusammenhängende seismische Aktivität entlang dieser Zone begründet (Herdflächenlösungen von G. GANGL, 1974, deuten auf mögliche sinistrale Seitenverschiebungen im Untergrund hin). Das 2. Störungssystem zieht zunächst in nordöstlicher Richtung durch das zentrale Wiener Becken und setzt sich gegen NE in der Pieninischen Klippenzone fort; das 3. Störungssystem fällt im Becken mit dem Schratzenbergbruch und seiner Fortsetzung gegen NE, dem Bulhary-Bruch, zusammen und setzt sich jenseits des Beckens in der Flyschzone fort. Nach L. ROYDEN (1985) zeigen diese Bruchsysteme folgende Charakteristik: Im Bereich des Wiener Beckens schwenken die etwa NE-SW-streichenden Blattverschiebungen um. Dadurch wirkt nun nicht mehr die horizontale Bewegungskomponente, sondern es herrscht eine abschiebend wirkende vor, wodurch es zum Absinken des Beckenuntergrundes kommt (Abb. 3).

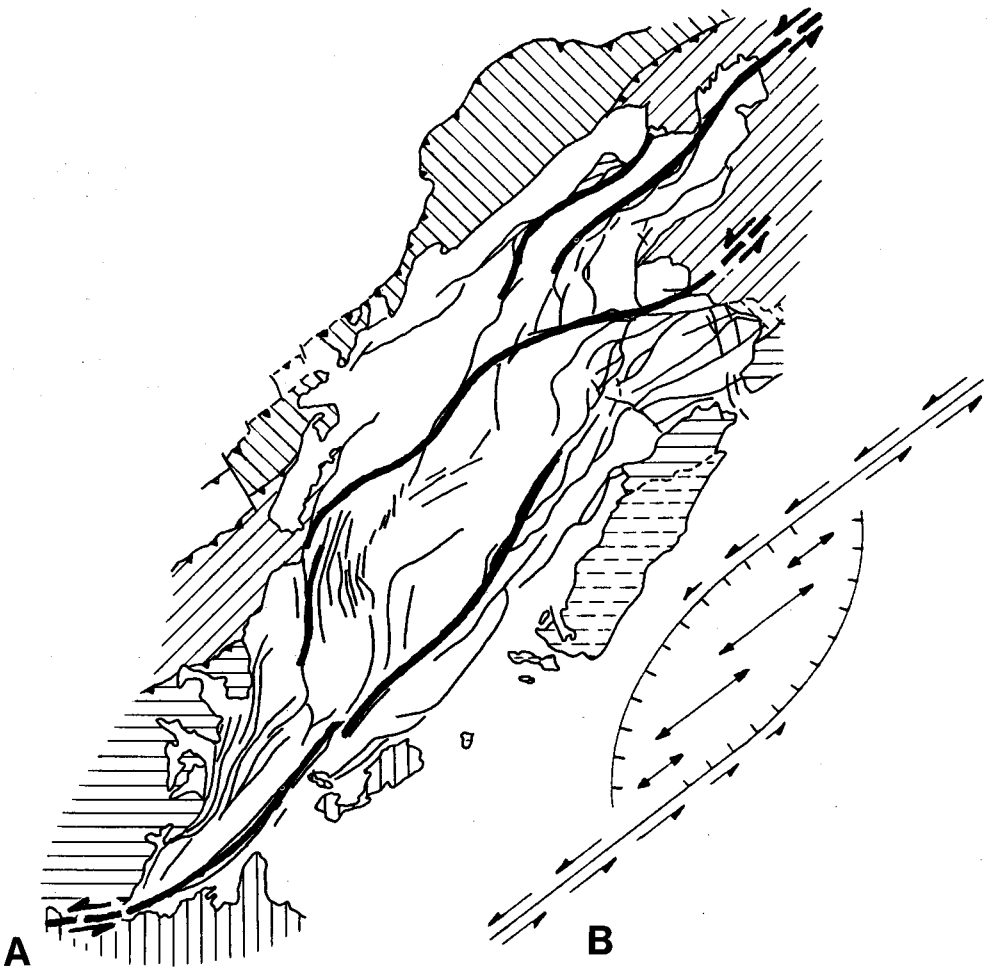


Abb. 3: Das Wiener Becken als „pull-apart“-Becken: (A) Drei Störungssysteme, die sich aus einer Vielzahl kleinerer Brüche zusammensetzen, sollen nach L. ROYDEN (1985) Ursache für das Absinken der alpin-karpatischen Einheiten im Bereich des Wiener Beckens sein; (B) Durch Umschwenken der etwa NE-SW-streichenden Blattverschiebungen im Wiener Becken wirkt hier nicht mehr die horizontale Bewegungskomponente, sondern es herrschen abschiebende Bewegungen vor; dadurch es zum Absinken des Beckenuntergrundes kommt (nach L. ROYDEN, 1985).

Die Seitenverschiebungstendenz begründet L. ROYDEN (1985) mit dem längeren Anhalten der Überschiebungsbewegungen der karpatischen Einheiten östlich des heutigen Wiener Beckens (im Bereich der Waschbergzone enden die Bewegungen mit dem Ende des Karpat, F. BRIX et al., 1977; in den Karpaten östlich des Beckens hielten die Bewegungen bis in das Baden hinein an, R. JIŘIČEK, 1979; vergl. auch Abb. 4). Dadurch führten die Westlichen Karpaten gegenüber dem fixierten Block der östlichsten alpinen Ausläufer eine sinistrale Lateralbewegung durch.

4. Strukturgeologische Grundlagen und Arbeitsmethoden

4.1. Ermittlung des Paläostreßfeldes

In zahlreichen Experimenten konnte gezeigt werden, daß die Orientierung und Richtung der sich vollziehenden Bewegung an einer, durch ein triaxiales Spannungsfeld in einem homogenen, spröde brechenden Gesteinskörper verursachten Bruchfläche von der Lage der drei Hauptspannungsrichtungen σ_1 , σ_2 und σ_3 abhängig ist (es gilt: $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$; σ_1 = größte Hauptspannung, σ_2 = mittlere Hauptspannung, σ_3 = kleinste Hauptspannung). Dementsprechend kann aus den bruchtektonischen Strukturen eines Gesteinskörpers auf die Orientierung der für diese Deformationen verantwortlichen Hauptspannungsrichtungen rückgeschlossen werden (H. HANCOCK, 1985). Verschiedene tektonische Phasen lassen sich durch ihre spezifische Lage der Hauptspannungsrichtungen (=Paläostreßfeld) unterscheiden.

Grundsätzlich können drei verschiedene Typen von Störungen unterschieden werden (E. ANDERSON, 1951), nämlich Abschiebungen („normal faults“), Aufschiebungen („reverse faults“) und Blattverschiebungen („strike-slip faults“). Letztere können neben der beherrschenden horizontalen Bewegungskomponente auch eine vertikal wirkende aufweisen; man bezeichnet dann die Störung als „oblique strike-slip fault“ (schiefe Blattverschiebung). Je nachdem, ob die Vertikalkomponente überschiebend oder abschiebend ist, spricht man von konvergierenden oder divergierenden Blattverschiebungen.

Anhand folgender Strukturen kann man — sofern sie nicht durch spätere Ereignisse aus ihrer ursprünglichen Lage verstellt wurden — bereits direkt im Gelände die Orientierung der Hauptspannungsrichtungen σ_1 , σ_2 und σ_3 ablesen:

- a) Extensionsklüfte entstehen immer normal zu σ_3 ; σ_1 liegt parallel zur Bruchfläche
- b) Konjugierte Bruchflächen bilden sich im Idealfall in einem gleichen Winkel symmetrisch zu σ_1 aus, σ_2 liegt in der Schnittgeraden des Flächenpaares
- c) Stylolithe bilden sich normal zu σ_1
- d) synthetische Riedelflächen (= sekundäre Flächenbildungen mit gleichem Bewegungssinn wie die Hauptstörung) bilden mit σ_1 einen Winkel von 10° - 20°

Weiters war es möglich, aus der Orientierung von Harnischflächen samt den darauf liegenden Striemungslinien mit Hilfe von Computerberechnungen, die Lage der drei Hauptspannungsrichtungen festzulegen, sofern der relative Bewegungssinn anhand Richtungsindikatoren (Faserkalzit, Slikolithbildungen, sekundäre Flächen etc.) im Gelände festgelegt werden konnte. Ein Hauptaugenmerk lag auf der Festlegung der relativen zeitlichen Altersabfolge einzelner Bewegungsabläufe zueinander (ältere Flächen werden von jüngeren versetzt, zeitliche Relation mehrerer Striemungen auf ein und derselben Harnischfläche etc.).

4.2. Computergestützte Datenauswertung

Wie bereits zuvor angesprochen, kann man aus der Gesamtheit der Harnischflächen eines Aufschlusses sowie der Verteilung der für jede einzelne Fläche ermittelten Hauptstreßachsen σ_1 , σ_2 und σ_3 , die Orientierung der hier wirkenden einzelnen Hauptspannungsrichtungen verschiedener tektonischer Phasen ermitteln (J. ANGELIER, 1984; J. ANGELIER et al., 1985; H. PERESSON, 1991). Allerdings muß dabei beachtet wer-

FRONT DER ALPIN-KARPATISCHEN
EINHEITEN

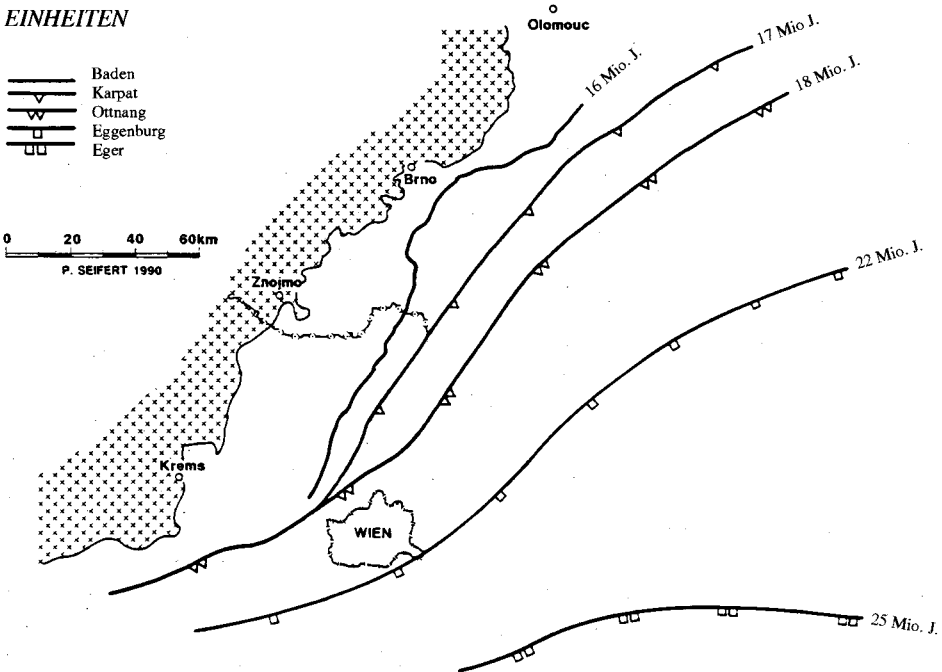


Abb. 4: Entwicklung der Orogenfront der alpin-karpatischen Einheiten im Bereich des heutigen Wiener Beckens (nach W. LADWEIN et al., 1991).

den, daß Schicht-, Schieferungs-, Kluftflächen oder bereits vorhandene Bruchflächen etc. vorgegebene Unstetigkeitsflächen im Gestein bilden. Dies führt zu einer abweichenden Geometrie, da vorgezeichnete Schwächezonen bei tektonischer Einspannung bevorzugt bewegt werden, weil hier die Scherfestigkeit gegenüber ungestörten Bereichen deutlich herabgesetzt ist (G. MANDL, 1988).

Der erste Schritt bei der Bearbeitung der im Gelände aufgenommenen Daten liegt in der Erstellung einzelner Datensätze für den jeweiligen Aufschluß (Eingabe der Orientierung der Harnischflächen samt dazugehöriger Striemungen; relativer Bewegungssinn). Nach Eliminierung der kaum zu vermeidenden Meßfehler werden die Harnischflächen als Großkreise, die Striemungen als Durchstoßpunkte auf der unteren Hälfte des Schmidt'schen Netzes dargestellt. In weiterer Folge wird für jede einzelne Harnischfläche die Lage ihrer spezifischen Haupttreßachsen bestimmt, die ebenso auf dem Schmidt'schen Netz dargestellt werden (H. PERESSON, 1991).

Verschiedene tektonische Phasen erkennt man nun anhand auftretender Häufungspunkte der berechneten Lagen der Haupttreßachsen. Analog der in der Seismologie angewandten Methodik werden zwei orthogonale Flächen festgelegt, welche die Lagenkugel in jeweils zwei gegenüberliegende Zug- bzw. Druckquadranten teilen. Die σ_1 - bzw. σ_3 -Achse einer Phase bilden nun mit diesem Flächenpaar jeweils einen Winkel von 45° , die Lage der σ_2 -Achse ergibt sich aus deren Schnittlinie (Abb. 6-8).

5. Entwicklung des Paläostreißfeldes im Bereich des Wiener Beckens

An den Brüchen im Wiener Becken selbst lassen sich heute nur abschiebende Bewegungen feststellen. Selbst wenn andersartige Bewegungen stattgefunden hätten, so müssen diese von jüngeren vertikal gerichteten vollständig überprägt worden sein. Wichtige Rückschlüsse auf die Entwicklung des Wiener Beckens konnten aus den strukturellen Gegebenheiten innerhalb der alpinen Einheiten entlang des Beckenrandes gewonnen werden. W. PROHASKA (1983) konnte beispielsweise im südlichen Wiener Becken zeigen, daß sich die Streichrichtung randlicher Brüche in der Richtung der Hauptklüftung des Gesteins der kalkalpinen Decken am Beckenrand ausdrückt. So wurde davon ausgegangen, daß sich auch Bewegungsabläufe in der bruchtektonischen Beanspruchung randnaher Zonen widerspiegeln.

Die Entwicklung des Wiener Beckens läßt sich in zwei Zyklen unterteilen:

1. Im Zeitraum zwischen dem Eger und dem Karpat stießen die alpin-karpatischen Einheiten noch mindestens 35 Kilometer gegen Norden vor, wie dies das Vorkommen von Molassesedimenten des Egers der Bohrung Berndorf 1 belegt (G. WACHTEL & G. WESSELY, 1981). Das bedeutet, daß jene Sedimente, die während dieses Intervalls auf den mobilen alpin-karpatischen Einheiten im Bereich des heutigen Wiener Beckens zur Ablagerung kamen, selbst noch gegen Norden verfrachtet wurden. Das transgressive, ungestörte Einsetzen der Unteren Lagenidenzone über den äußersten Überschiebungsbahnen im Bereich der Waschbergzone belegt das Ende des Vorstoßes der alpin-karpatischen Einheiten (F. BRIX et al., 1977).

2. Der Abbruch des Wiener Beckens entlang der NNE-SSW- bis NE-SW-streichenden Bruchsysteme setzte erst mit der Oberen Lagenidenzone ein — spätestens ab diesem Zeitpunkt herrschen in erster Linie abschiebende Bewegungen vor.

5.1. Eger bis Karpat: an den Deckentransport gekoppelte Tektonik — NNW-SSE-Kompression

5.1.1. Entwicklung der Orogenfront

Die Überschiebungsbewegungen am Nordrand des Alpen-Karpatenkörpers werden von Westen gegen Osten immer jünger. Wurden im westlichsten Niederösterreich als jüngste Schichtglieder Äquivalente der Eggenburger Serie von der Orogenfront erfaßt, so sind es zwischen St. Pölten und der Donau jene des Ottnangs, nördlich der Donau, im Bereich der Waschbergzone, die karpatischen Serien (F. BRIX et al., 1977). Ein Grund dafür liegt darin, daß die alpinen Einheiten im Westen auf die südlichsten Ausläufer der Böhmisches Masse auffuhren, während sie weiter im Osten, im Bereich des heutigen Wiener Beckens, leichter und weiter gegen Nordwesten vordringen konnten. Hier befindet sich jene Querdepressionszone, die sich durch das episodische Absinken des Kristallinsockels seit dem Jura ausgebildet hatte, wie dies die autochthonen mesozoischen Schichtfolgen, die heute das sog. „3. Stockwerk“ im Untergrund des Wiener Beckens bilden, belegen. Dieser abgesenkte Bereich zeigt somit auch für das Umbiegen von Flyschzone, Kalkalpen, Grauwackenzone und Zentralalpen zwischen Gloggnitz und Korneuburg verantwortlich (A. KRÖLL et al., 1981). Die Struktur des kristallinen Unterbaus spiegelt sich in der Neigung der Schichten und Überschiebungsbahnen der allochthonen Einheiten wider (A. KRÖLL et al., 1981): Unterlagernde Schwellenzonen des Basements verursachen einen flachen Baustil der über-

Darstellung auf dem Schmidt'schen Netz (untere Halbkugel)

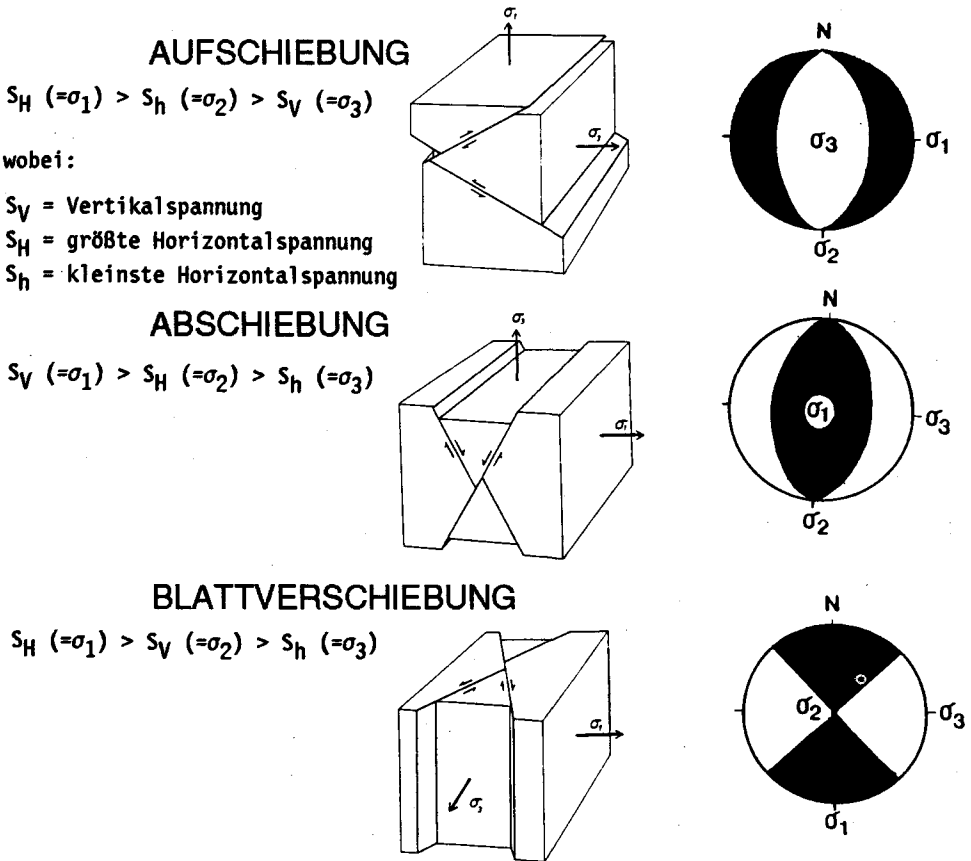


Abb. 5: Die drei Typen von Störungen nach E. ANDERSON (1951) und Darstellung der verursachenden Spannungsregime auf der unteren Halbkugel des Schmidt'schen Netzes (schwarz=Kompression; weiß=Extension).

lagernden Einheiten, abgesenkte Areale (so auch im Bereich des Wiener Beckens) bewirken Steilheit und Rücküberkipfung derselben. Die Höhenlage kristalliner Massen südlich des Kristallinspornes der Böhmisches Masse wurde sowohl durch die Bohrung Berndorf 1 (G. WACHTEL & G. WESSELY, 1981) als auch durch jüngste Ergebnisse geophysikalischer Arbeiten (B. SACHS et al., 1989) belegt.

Besonders hier im Ostabschnitt der alpinen Einheiten, wo diese aus der alpinen Streichrichtung in die karpatische umschwenken, fand im Spätstadium des Deckenschubes kein gleichmäßiger Vorschub eines geraden Deckenkörpers gegen Norden statt, sondern es erfolgte gleichzeitig mit dem Vordringen gegen Norden ein Eindrehen der Decken gegen Nordwesten. Die Front des Alpen-Karpatenkörpers verlief im späten Oligozän, im Bereich des heutigen Wiener Beckens, Ost-West, erst danach erfolgte die Eindrehung der Einheiten

gegen Nordwesten (W. LADWEIN et al., 1991; siehe auch Abb. 4). Die Intensität dieser jungen Bewegungen belegt der enge NW-vergente Schuppenbau der Waschbergzone, wo beispielsweise das Eggenburg durch die Überschiebungstektonik verursachte Verdoppelungen und Steilstellungen der Schichten von 20° bis zu 85° zeigt. Auch die karpatische Laaer Serie wurde noch randlich eingestellt. Weiters findet man heute Serien des Eggenburgs unterhalb der Waschbergzone in autochthoner, flacher Lagerung vor, wenn auch nur mit 90 m Mächtigkeit (F. BRIX et al., 1977, S. 27), während die zum selben Zeitpunkt im Bereich des heutigen Wiener Beckens abgelagerten Sedimente dem Flysch aufliegen (J. KAPOUNEK et al., 1965, S. 112).

5.1.2. Tektonische Entwicklung des Wiener Beckens

Die Analyse der bruchtektonischen Gestaltung des Wiener Beckens und die Festlegung des Paläostressfeldes für diesen Zeitraum gestaltete sich insofern schwierig, da die Sedimente des Egers bis zum Karpat fast ausschließlich nur durch Bohrungen im Beckeninneren erschlossen sind — erst die karpatische Laaer Serie tritt fragmentarisch in den randlichen Buchten, wie der Kreuzstettener Bucht oder dem Korneuburger Becken, bis an die Oberfläche empor. Aus der Analyse der strukturellen Entwicklung randnaher Bereiche konnten jedoch wertvolle Hinweise auf die Entwicklung des Paläostressfeldes gewonnen werden:

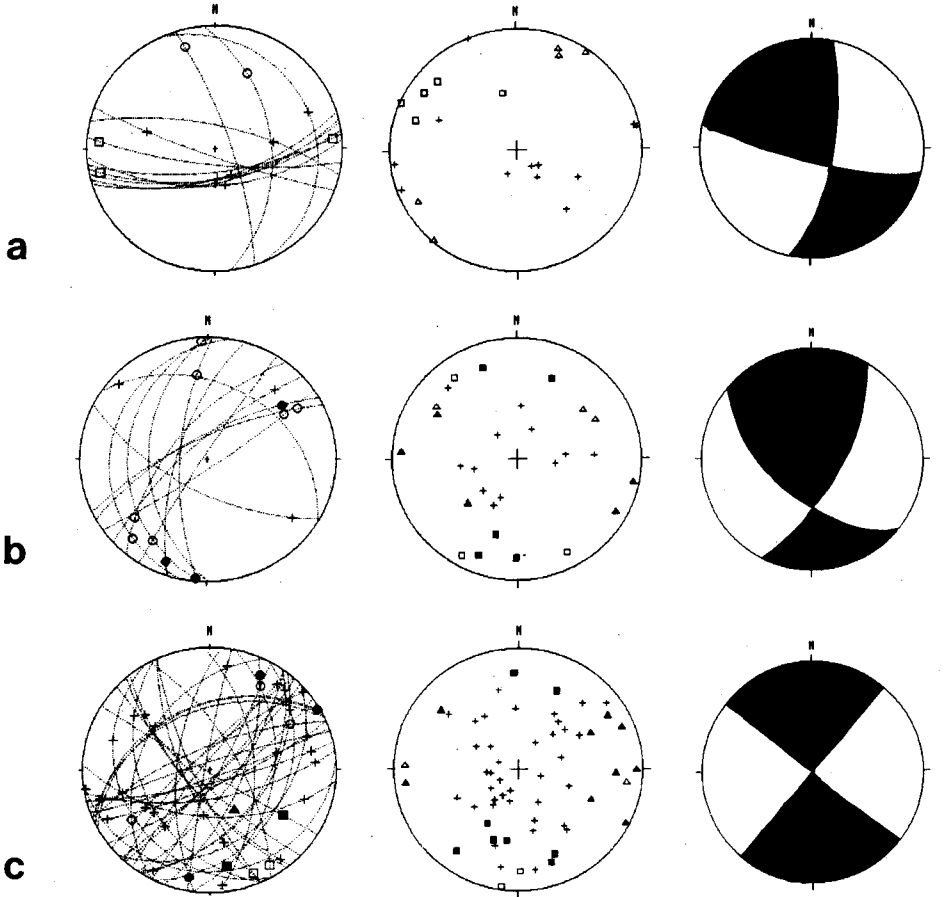
Im Alpenkörper entlang des Beckenrandes finden sich allerorts Strukturen, die auf die weiträumigen, nordvergenten Überschiebungsbewegungen hinweisen. Am Ostabbruch der kalkalpinen Einheiten sind dieser späten Phase des Vorschubes letzte aufschiebende Bewegungen, zum Teil an bereits steilstehenden ENE-WSW- bis NE-SW-streichenden Flächen zuzuschreiben. In der überwiegenden Mehrheit kann man aber in den Aufschlüssen entlang des Beckenrandes Blattverschiebungen an annähernd vertikal stehenden Flächen feststellen. Dabei fanden an N-S- bis NE-SW-streichenden Flächen sinistrale Horizontalverschiebungen, an E-W- bis NW-SE-streichenden Flächen dextrale Lateralbewegungen statt (Abb. 6).

Für die Phase des noch andauernden Deckenvorschubes kann aufgrund der strukturellen Gegebenheiten innerhalb der alpinen Einheiten entlang des westlichen Beckenrandes folgendes Paläostressfeld festgelegt werden: Die Achse maximaler Spannung liegt annähernd horizontal und streicht in NW-SE- bis NNW-SSE-Richtung. Im äußersten Süden, im Bereich Gloggnitz und innerhalb der höheren kalkalpinen Decken und Teilen der Göllederdecke, weist die Beanspruchung der Gesteine auf eine N-S- bis NNW-SSE-orientierte σ_{1-} Achse hin, während die Strukturen in der Flyschzone nördlich der Donau, aber auch die strukturelle Anlage der Waschbergzone, auf eine NW-SE-gerichtete Achse maximaler Spannung zurückzuführen sind. Bedingt durch die vorwiegend lateralen Bewegungen stehen die σ_{2-} Achsen annähernd senkrecht (Taf. 1).

Im tschechoslowakischen Anteil des Wiener Beckens konnten M. NEMČOK et al. (1989) für diesen Zeitraum ein ähnliches Paläostressfeld festlegen: Im Unteren Miozän herrscht in diesem Bereich eine NW-SE-gerichtete Achse maximaler Kompression vor. Diese Phase bewirkte hier den gegen Nordwesten gerichteten Vorschub der Westlichen Karpaten.

Über die bruchtektonische Gestaltung des Wiener Beckens vor dem Hauptabbruch im Baden liegen nur wenige konkrete Daten vor. Das wohl beste Beispiel für synsedimentäre Abschiebungen während dieses Zeitraumes findet man im Bereich der Bohrungen Wilfersdorf 1 und 2, bzw. Mistelbach 1 und U1 (Abb. 10): Die hier den Untergrund der Mistelbacher Scholle versetzenden Brüche zeigen während des Ottgangs synsedimentären Charak-

DEFORMATIONSPHASE 1: NNW-SSE-KOMPRESSION



HARNISCHFLÄCHEN = GROSSKREISE

STRIEMUNGEN:

Bewegung sicher vermutlich

sinistral: ● ○
 dextral: ■ □
 invers: ▲ △
 normal: ▼ ▽

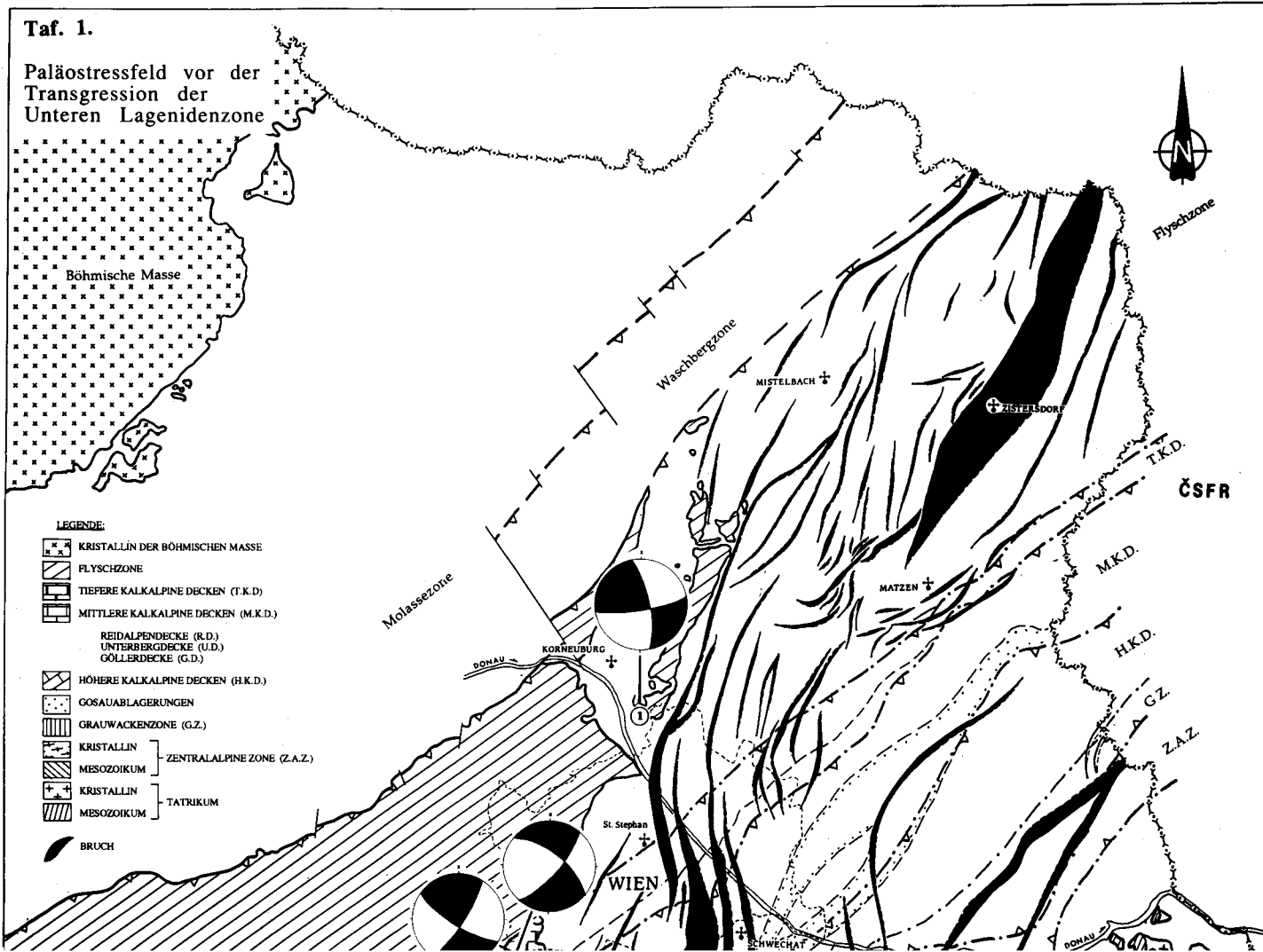
HAUPTSTRESSACHSEN:

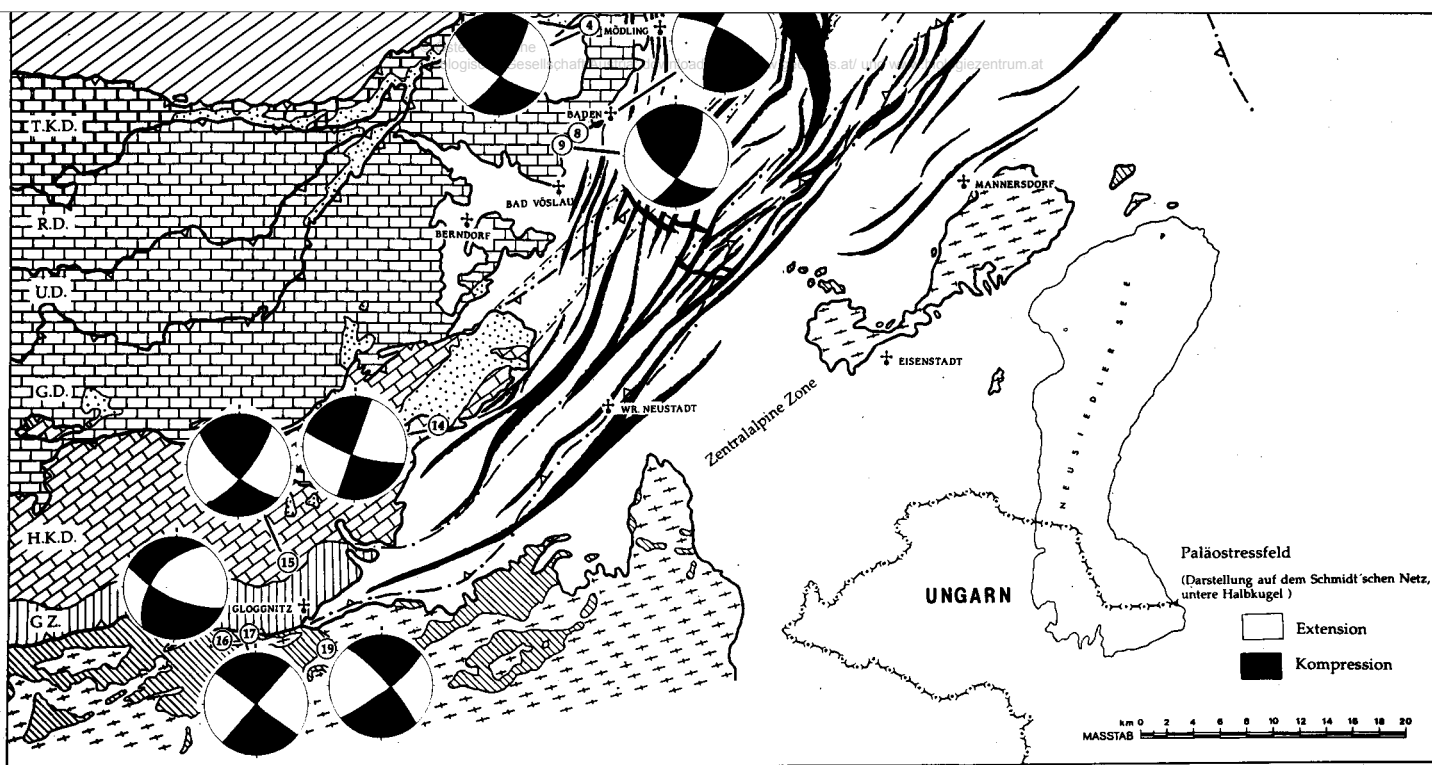
σ_1 : □
 σ_2 : △
 σ_3 : +

PALÄOSTRESSFELD:

Kompression: ■
 Extension: □

Abb. 6: Paläostressfeld vor dem Baden (N-S- bis NW-SE-Kompression): Es dominieren sinistrale Blattverschiebungen an N-S- bis NE-SW-streichenden Flächen bzw. dextrale Bewegungen an E-W- bis NE-SW-streichenden Flächen (a) Bisamberg; (b) Gumpoldskirchen; (c) Klamm.





Thomas Schopper (1991)

Tafel 1: *Paläostressfeld vor der Transgression der Unteren Lagenidenzone:*
 Das Paläostressfeld zeigt die N-S- bis NNW-SSE-Kompression, die den letzten Vorschub des Alpen-Karpatenkörpers gegen das Vorland bewirkte. Nur jenseits der Donau liegt eine NW-SE-orientierte Einspannung vor, die hier die gegen NW gerichtete Aufschiebung der Flyschzone über die Waschbergzone dokumentiert. Die annähernd vertikalen σ_2 -Achsen belegen die Vorherrschaft von Horizontalverschiebungen, Bewegungen mit aufschiebendem Charakter treten zurück.

ter und enden im Karpat, das tiefe Baden transgrediert ungestört. Bemerkenswert ist weiters, daß die Schichtmächtigkeit dieser Serien in diesem Abschnitt der Mistelbacher Scholle jeweils gegen Westen deutlich zunimmt, wo sie wieder an einer Bruchstruktur enden (W. LADWEIN et al., 1991). Auch westlich des Steinbergbruches lassen die Mächtigkeitsverteilungen der vor dem Baden abgelagerten Sedimente auf eine intensive synsedimentäre Bruchtektonik schließen (Abb. 8 und 9).

Die jüngsten orogenen Ereignisse im Bereich der nördlichsten alpin-karpatischen Einheiten spiegeln sich auch in den Lagerungsverhältnissen der Sedimentfolgen im Wiener Becken wider. Einerseits kann man diesen einengenden Prozessen Aufwölbungen im Untergrund zuschreiben, andererseits kommen sie in Regressionserscheinungen und starker Verlangsamung, mitunter auch vollkommenem Stillstand der Subsidenz zur Geltung (V. ŠPIČKA, 1967). Zwischen den einzelnen orogenen Höhepunkten erfolgte nach dem Ausklang der Bewegungen eine Druckentspannung, damit einhergehend kam es wieder zu Absenkungsprozessen und Transgression.

So dürften die Sedimente des Eggenburgs im Bereich des transportierten Wiener Beckens ursprünglich eine wesentlich größere Verbreitung gehabt haben, teilweise wurden sie aber wieder abgetragen (J. KAPOUNEK et al., 1965). Weiters gelangten im Südteil des Wiener Beckens die Bockfließers Schichten am Ende des Otnangs durch Hebung und flache Faltung bis an die Oberfläche, auf der die Erosion mehr oder weniger wirksam war (z. B.: vollständige Abtragung der Bockfließers Schichten im Bereich des Feldes Matzen Süd; A. KRÖLL, 1980). Nach einer neuerlichen Transgression folgte am Ende des Karpats eine weitere regressive Phase, wobei es auch zu Verstellungen von Sedimentfolgen und Erosionserscheinungen kam (z. B.: deutliche Winkeldiskordanz zwischen den gegen NW aufsteigenden Serien des Otnangs und Karpats und der transgredierenden Oberen Lagenidenzone im Bereich Matzen, N. KREUZER, 1984). Auch können noch mäßige Faltungen innerhalb der Laaer Serie des Karpats im Wiener Becken beobachtet werden (A. TOLLMANN, 1966).

5.2. Beckenbildung nach Beendigung der Überschiebungstektonik (Zeitraum ab dem Baden)

Die ungestörte transgressive Lagerung der Unteren Lagenidenzone plombiert im Bereich der Waschbergzone die letzten Bewegungen an der nördlichen Überschiebungsbahn des Alpenkörpers. Das Wiener Becken zeigte in seiner Erstreckung noch nicht seine heutige Form — der Haupteinbruch setzte erst mit der Oberen Lagenidenzone des Badens ein.

5.2.1. Rotation der Achse maximaler Spannung — NE-SW-Kompression

Entlang des westlichen Beckenrandes kann eine Rotation der Achse maximaler Spannung im Uhrzeigersinn beobachtet werden. Vor allem am Südwestende des Beckens im Semmering-Gebiet (Adlitzgräben, Aufschlüsse bei Schottwien und Aue), aber auch im Bereich der Göllerdecke bei Mödling (Rehgraben) und Gumpoldskirchen gibt es Anhaltspunkte, die auf eine Rotation des Paläostreßfeldes hinweisen. Die Bewegungen fanden bevorzugt an bereits vorhandenen Diskontinuitätsflächen statt, in erster Linie an im Zuge der vorhergegangenen Einengung steilgestellten Schichtflächen. An diesen, meist WSW-ENE- bis E-W-streichenden Flächen, erkennt man horizontale Strömungen als Folge jüngster, ausschließlich linkslateraler Horizontalverschiebungen, womit ein seitliches Auswei-

DEFORMATIONSPHASE 2: NE-SW-KOMPRESSION

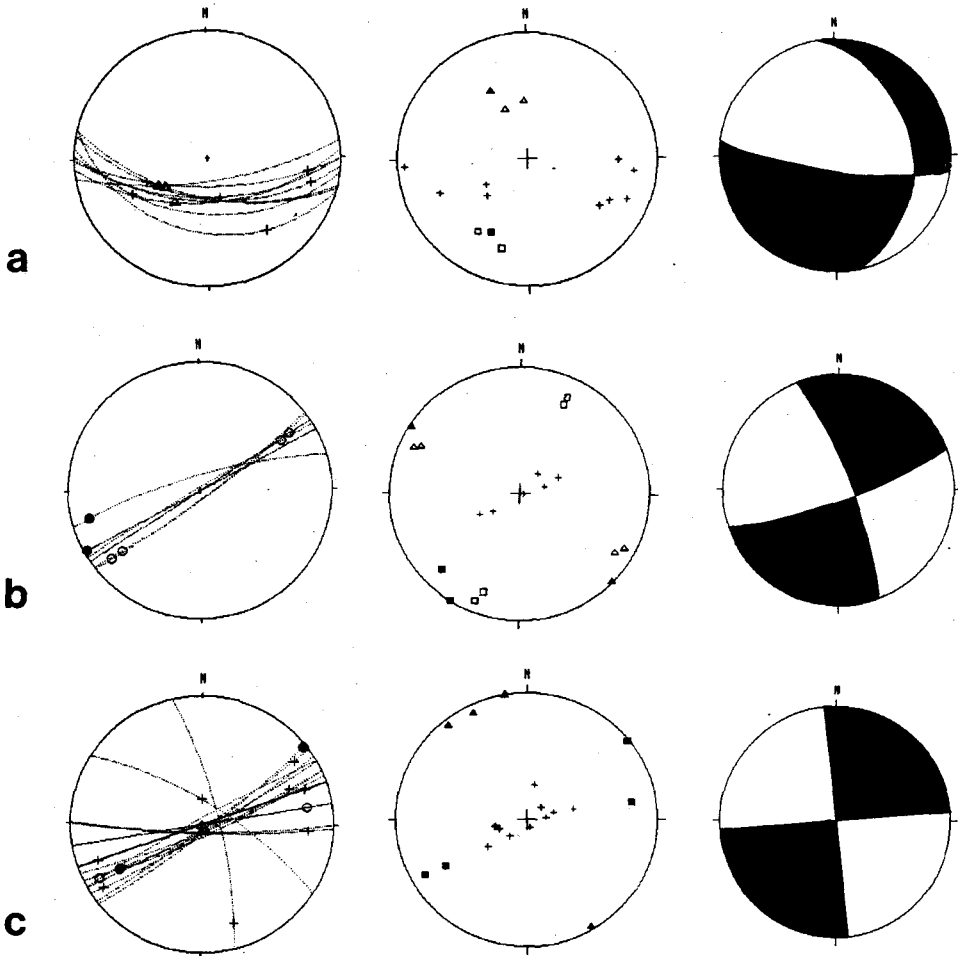
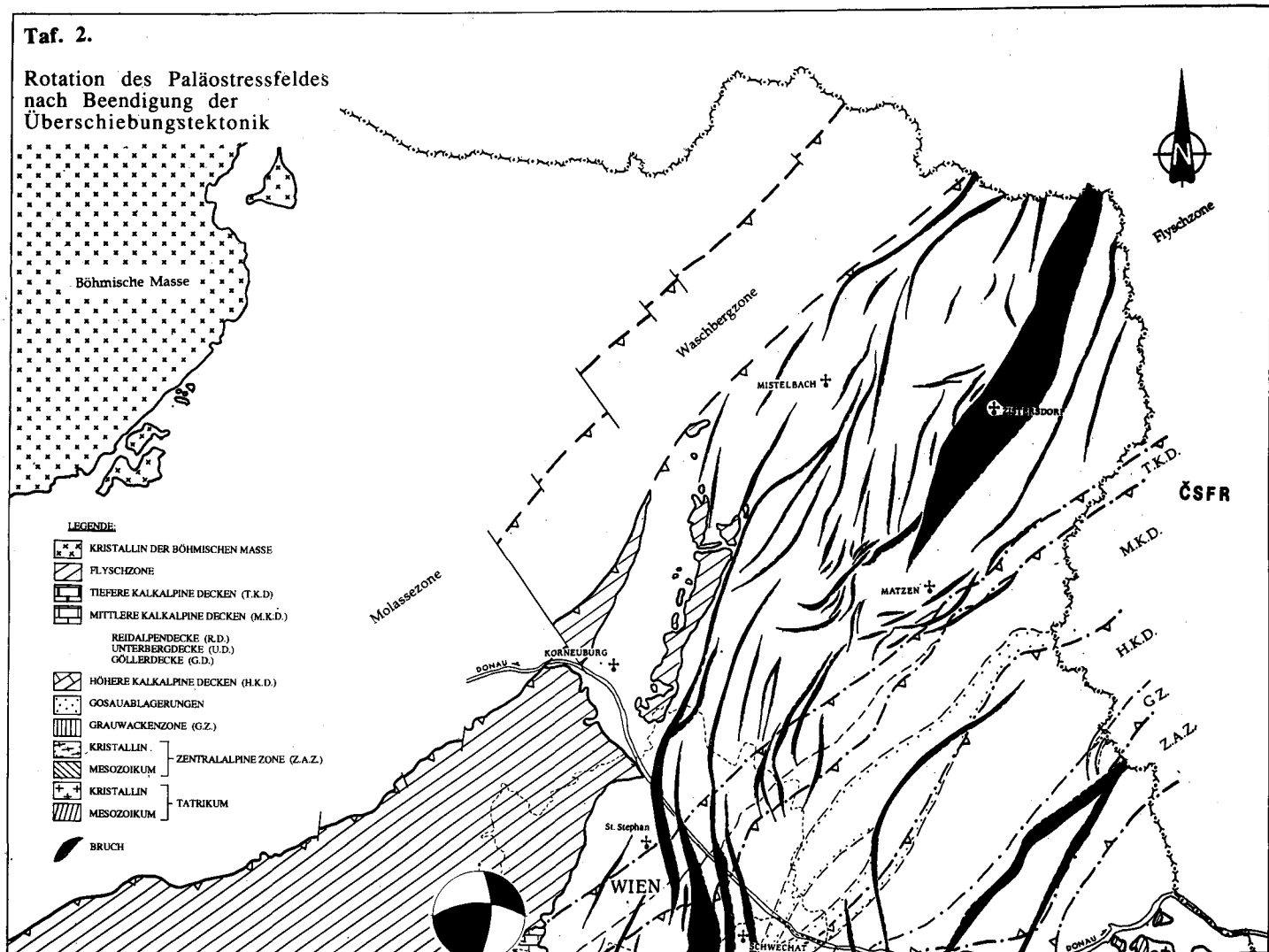
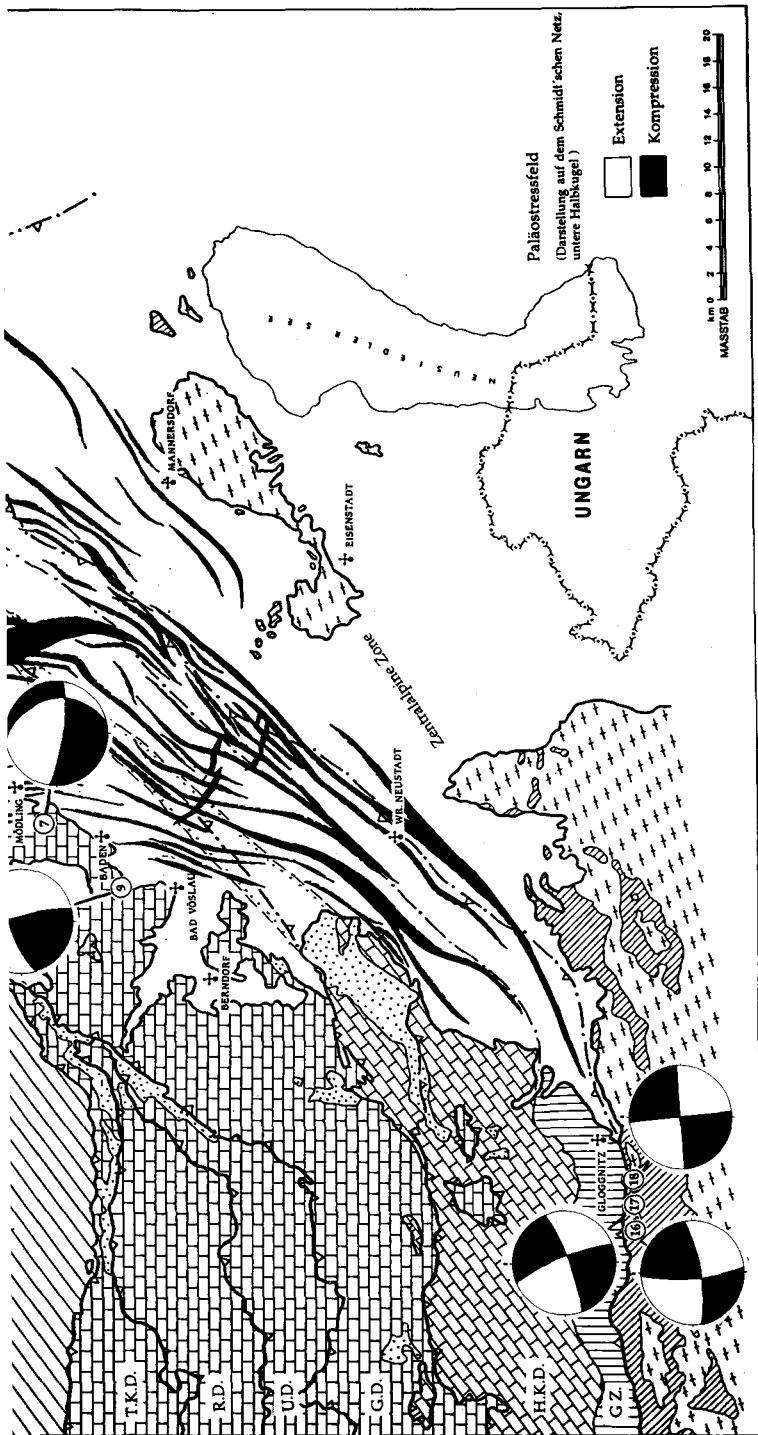


Abb. 7: NE-SW-Kompression (Unteres Baden): Es herrschen in erster Linie sinistrale Bewegungen an bereits vorhandenen Diskontinuitätsflächen (vor allem an steilstehende Schichtflächen) vor (a) Rehgraben; (b) Klamm; (c) Aue; Legende siehe Abb. 6.

chen an bereits bestehenden Flächen bezeugt wird (Abb. 7). Die Achse maximaler Spannung behält ihre horizontale Lage vorerst bei. Die relative Altersabfolge der Bewegungen belegt eindeutig, daß diese Rotation erst nach der gegen N- bis NNW-gerichteten Einengung erfolgte. Nimmt man an, daß mit der einsetzenden Unteren Lagenidenzone an der nördlichsten Überschiebungsbahn im Bereich der Waschbergzone keine aufschiebenden Bewegungen mehr stattfanden, so sollte dies auch für weiter südlich gelegene Areale gelten. Demnach müßte ab der Wende Karpat/Baden bzw. im Unteren Baden NE-SW-Kompression vorgeherrschet haben (Taf. 2). Im tschechoslowakischen Anteil des Wiener Beckens





Thomas Schopper (1991)

Tafel 2: *Rotation des Paläostressfeldes nach Beendigung der Überschiebungstektonik: Die jüngsten Bewegungen in diesen Aufschlüssen weisen auf horizontale Verschiebungen an bereits bestehenden Unstetigkeitsflächen (in erster Linie Schichtflächen) hin. Im allgemeinen kann man eine Rotation des Paläostressfeldes gegen den Uhrzeigersinn ablesen. Die Achsen maximaler Spannung liegen annähernd horizontal, die $\sigma_{2,3}$ -Achsen stehen vertikal.*

konnten M. NEMČOK et al. (1989) anhand von bruchtektonischen Deformationen in neogenen Sedimentgesteinen eine gleichsinnige Rotation des Paläostreißfeldes, die hier nach dem Karpat erfolgte, feststellen. Ihren Angaben zufolge streicht die Achse maximaler Spannung im Unteren Baden zunächst in N-S-Richtung und weist im Oberen Baden eine NE-SW-gerichtete Orientierung auf. Erst ab dem Sarmat herrscht ausschließlich Extensionstektonik vor.

5.2.2. W-E-gerichtete Zerrungstektonik

In den jungen ab dem Baden abgelagerten Beckensedimenten kann man in Tagesaufschlüssen ausschließlich abschiebend wirkende Bewegungen feststellen. Einerseits dürften ab nun fast nur noch Abschiebungen stattgefunden haben, andererseits hinterlassen Bewegungen in Sanden, Schottern, Tegeln und dergleichen aufgrund der geringen Festigkeit und der hohen Mobilität des Sediments keinerlei Harnischflächen. Somit lassen sich heute laterale Bewegungen, selbst wenn sie stattgefunden haben sollten, nicht erkennen. Die W-E gerichtete Zerrung bewirkte die gewaltigen Absatzbewegungen an den SSW-NNE-streichenden Brüchen, wobei die Achse maximaler Spannung vertikal steht (Abb. 8; Taf. 3). Die Verwerfungen verlieren randlich rasch an Wirkung – in den randnahen kalkalpinen Einheiten findet man nur äußerst selten Strukturbildungen, die auf Abschiebungsbewegungen hinweisen. So kann man beispielsweise im direkt am Beckenrand gelegenen Dolomitsteinbruch bei Mödling oder an Aufschlüssen, die bei Gumpoldskirchen direkt aus der tertiären Bedeckung aufragen, jene Vertikalbewegungen, die an der hier in unmittelbarer Nähe vorbeiziehenden Westlichen Thermenlinie stattgefunden haben müssen, nur erahnen.

Die Verbreitung der Sedimente der Unteren Lagenidenzone unterscheidet sich noch wesentlich von allen höheren Zonen der Badener Serie sowie der folgenden Serien – der Ablagerungsraum läßt noch nicht die Konfiguration des heutigen Wiener Beckens erkennen.

Erst mit dem höheren Unterbaden (Obere Lagenidenzone) setzten jene bedeutenden Absenkungsbewegungen entlang der NNE-SSW-streichenden Großstörungen ein, die schließlich zur heutigen Form des Wiener Beckens und seiner Randbuchten führten. Im Zuge des weiträumig langsamen, aber beständigen Absinkens der alpin-karpatischen Unterlage wurde nun auch der Raum des südlichen Wiener Beckens von den Absatzbewegungen erfaßt und das Meer überflutete die bisher trocken verbliebenen Gebiete im Süden und Westen. In diesem Bereich liegen die neogenen Sedimente oft direkt auf dem durch die Erosion geprägten alpin-karpatischen Untergrund und greifen randlich vielfach auch auf den Alpenkörper über, wie etwa in der Bucht von Gainfarn und im Gaadener Becken. Im nördlichen Wiener Becken liegen die Sedimente des höheren Unterbadens oft diskordant auf älteren neogenen Ablagerungen auf.

5.3. Rezente Seismizität und Seismotektonik

Das Wiener Becken zählt zu jenen Bereichen Österreichs, die durch verstärktes Auftreten von Erdbeben gekennzeichnet sind (J. DRIMMEL, 1980; A. TOLLMANN, 1986).

Aus den seismographischen Aufzeichnungen des um einen Bebenherd liegenden Stationsnetzes kann man Rückschlüsse auf jene Bewegungen ziehen, die bei einem Erdbeben ausgelöst werden. Aus der Verteilung der an den einzelnen Meßstationen registrierten Amplituden und Anfangsbewegungen eines Bebens und aus den unterschiedlich in die verschiedenen Richtungen abgestrahlten Longitudinal- (P), Transversal- (S) und Oberflächen-

DEFORMATIONSPHASE 3: E-W-EXTENSION

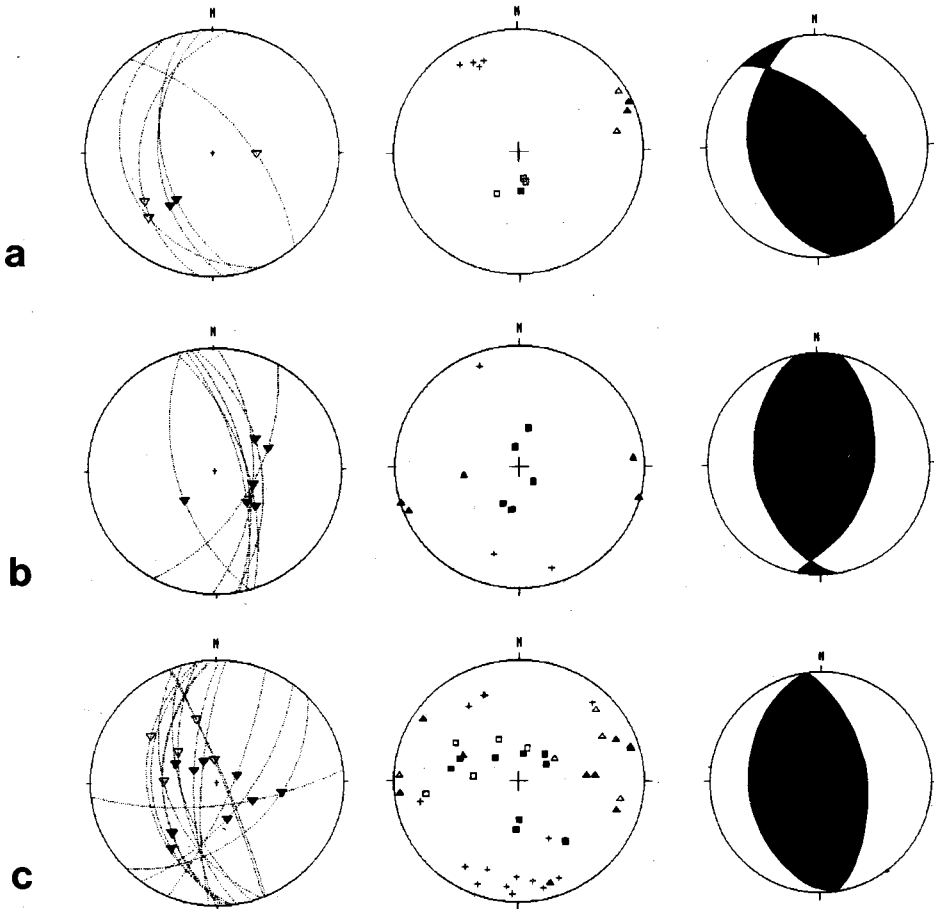
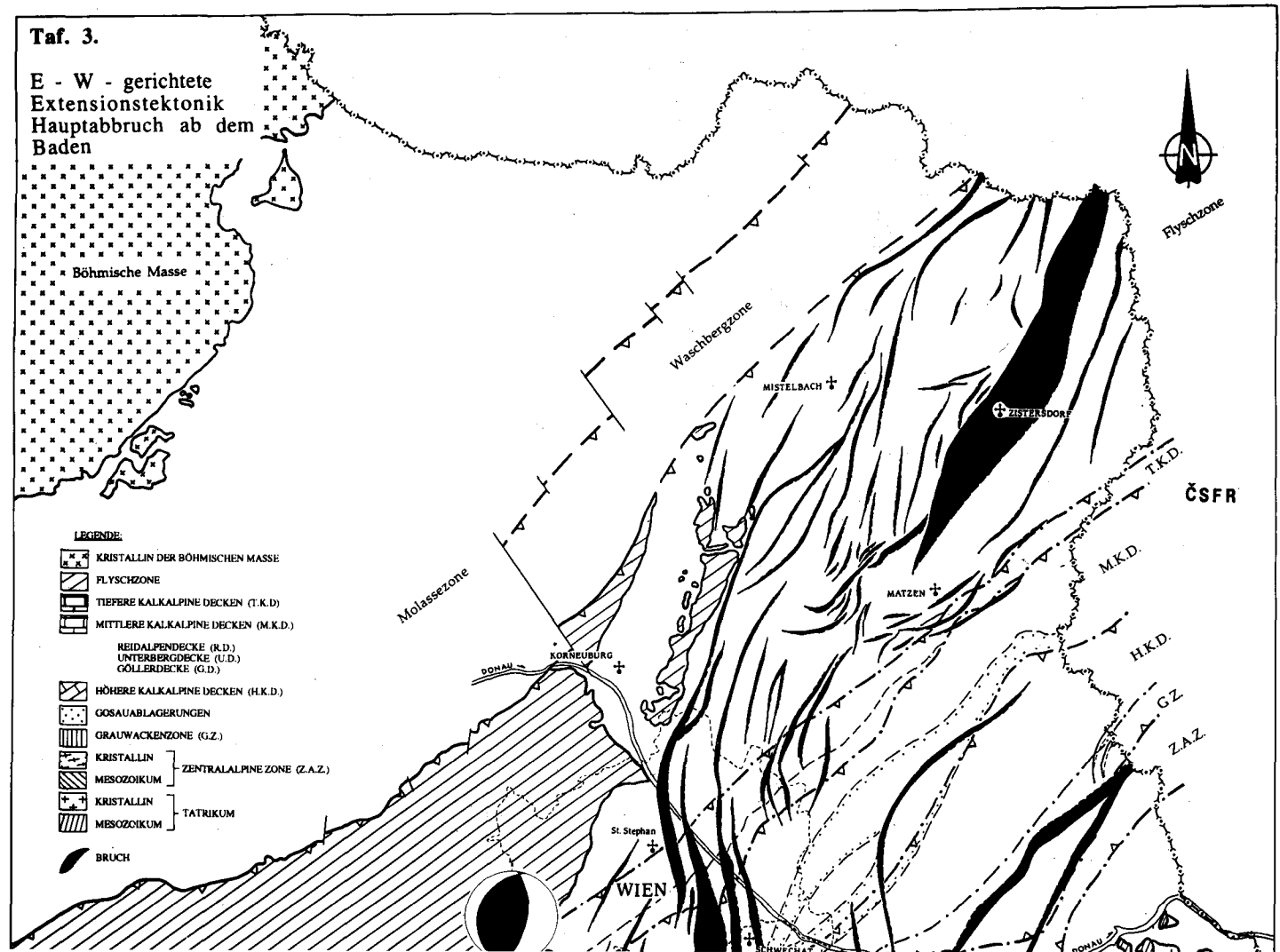
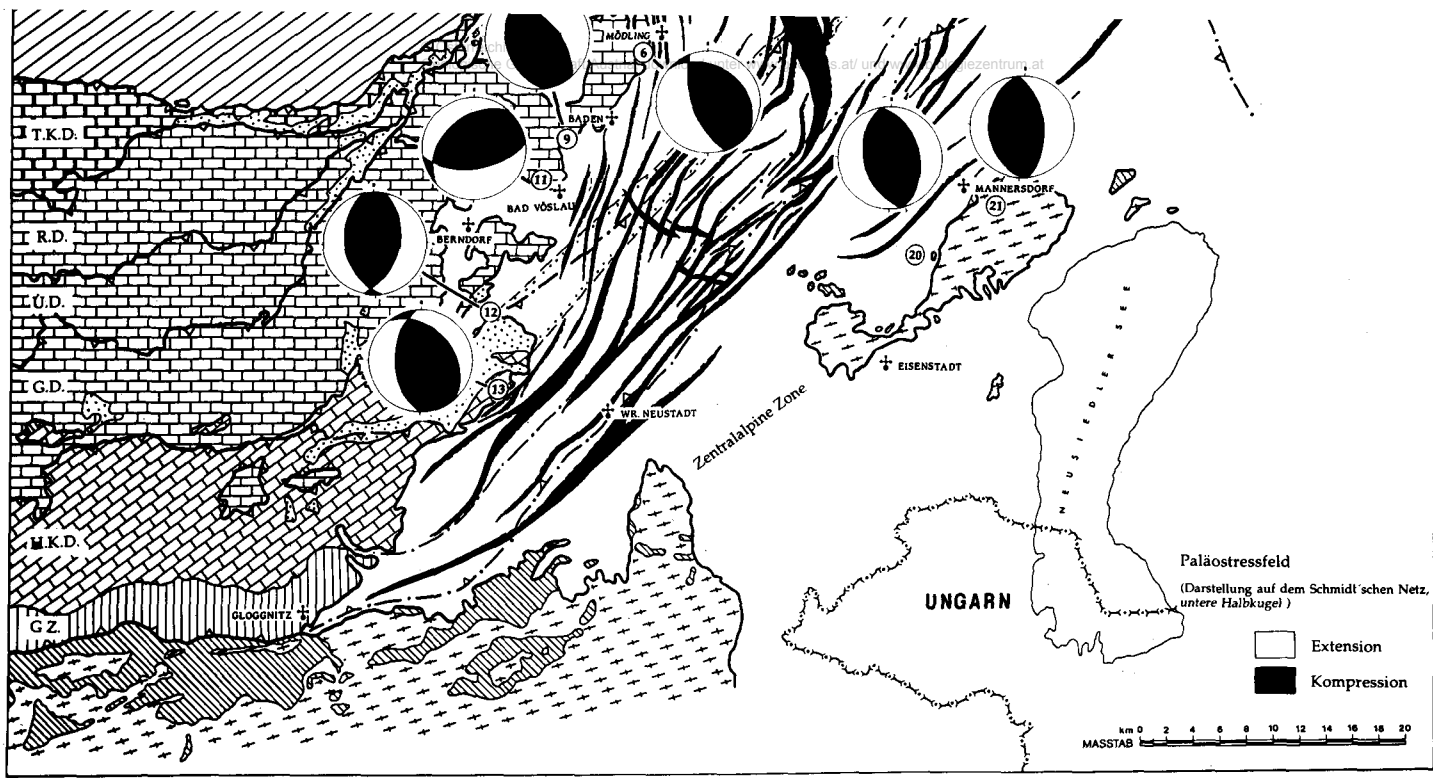


Abb. 8: E-W-Extension ab dem Baden: An den vorwiegend N-S-streichenden Flächen kommt es nur noch zu abschiebenden Bewegungen; (a) Mödling; (b) Wöllersdorf; (c) Mannersdorf.

wellen werden zwei gleichwertige, orthogonal zueinander stehende Herdflächen festgelegt. An einer dieser Flächen kommt es unter der wirkenden Spannung zum Bruch, die zweite stellt eine Hilfsfläche dar (G. GANGL, 1974), im allgemeinen bleibt allerdings bei Herdflächenlösungen immer eine Zweideutigkeit bestehen (A. SCHEIDEGGER, 1965). Die so ermittelten Flächen werden anschließend auf einem Schmidt'schen Netz dargestellt und teilen die so gewonnene „Herkugel“ in jeweils zwei gegenüberliegende Druck- bzw. Zugquadranten. Die Zentralachsen der Quadranten stellen die Richtung der maximalen Druckspannung (P-Achse) bzw. der maximalen Zugspannung (T-Achse) dar.

Für Erdbeben, die sich jüngst im Wiener Becken ereigneten (Wiener Neustadt — 5. 1. 1972, Seebenstein und Neunkirchen — 16. 4. 1972), ermittelte G. GANGL (1974) folgende





Tafel 3: *E-W-gerichtete Extensionstektonik, Hauptabbruch im Baden:*

Es zeigt sich deutlich die Extension in E-W-Richtung, einzig in Aufschluß 11, dem Dolomitsteinbruch über Bad Vöslau, erkennt man eine Extension in NW-SE-Richtung, die hier das Absinken des randlichen Berndorfer Beckens belegt.

Herdflächenlösungen: Alle drei Beben sind durch annähernd horizontal liegende, N-S-orientierte Achsen maximaler Druckspannung, E-W-streichende Achsen minimalster Spannung, steilstehende, NE-SW- bzw. NW-SE-streichende Herdflächen und senkrecht stehende B-Achsen charakterisiert.

A. TOLLMANN (1986) interpretiert die ungefähr in N-S-Richtung liegenden maximalen Druckspannungen aufgrund der Streichrichtung der alpinen Einheiten im Beckenuntergrund nicht einfach als Restspannung der alpinen Schubrichtung der Decken, die hier am Alpen-Karpaten-Knick gegen NW gerichtet gewesen sein sollte. Seiner Meinung nach sind die Herdmechanismen durch die senkrecht zur N-S-Richtung wirkende Zugspannung in E-W- bis WNW-ESE-Richtung zu verstehen, was wiederum auf das Aufreißen des Wiener Beckens in dieser Richtung hinweist. Nach J. DRIMMEL (1980) dominiert bei den Starkbeben des Wiener Beckens eine linksdrehende Seitenverschiebung entlang einer steil einfallenden, SW-NE bis SSW-NNE-streichenden Herdfläche; vertikale Bewegungen sind von untergeordneter Bedeutung. Das heißt, daß sich der südöstliche Block während des Herdvorganges relativ zum anderen Block nordostwärts verschiebt. K. ARIC (1981) vermutet, daß die Bebenaktivität im Wiener Becken nicht unmittelbar mit der Beckenentstehung im Zusammenhang steht, weil 90% der Beben an der Beckenmitte und an der „Leithalinie“ stattfinden und nicht gleichmäßig an beiden Flanken verteilt sind, wie z. B. im Rheintalgraben.

Die steil bis vertikal stehenden B-Achsen der Herdflächenlösungen sollten eher auf horizontale Bewegungen im Sinne von J. DRIMMEL (1980) während der Beben hinweisen. Würde man die Bebenaktivität nur als Zerrung in E-W-Richtung interpretieren, so müßte man in erster Linie mit abschiebenden Bewegungen rechnen, die sich in horizontal liegenden B-Achsen äußern müßten.

Auch über die genetischen Zusammenhänge zwischen der seismischen Aktivität des Wiener Beckens und der Mur-Mürz-Linie gibt es unterschiedlichste Auffassungen:

Das Wiener Becken liegt am östlichen Ende einer NE-SW-streichenden, etwa 250 km langen seismisch aktiven Zone, die von Metnitz im Westen durch das obere Murtal, das Mürztal zum Semmering, von hier weiter am Südost- und Ostrand des Wiener Beckens bis zur Staatsgrenze bei Hainburg an der Donau verläuft. J. DRIMMEL (1980) faßt diese Zone als „Mur-Mürz-Leitha-Linie“ zusammen, deren Starkbeben aufgrund der vorherrschenden Herdtiefen (zwischen 8 und 12 km) an einer ausgeprägten Tiefenstörung innerhalb der oberen Kruste auftreten. Er hält es auch für möglich, daß diese Zone die Fortsetzung der durch geophysikalische Tiefensondierungen am Westende des Karpatenbogens festgestellten „Peripieninischen Lineaments“ im Sinne von B. BERÁNEK & A. ZÁTOPEK (1975) ist. A. TOLLMANN (1986) sieht das Wiener Becken als selbständiges System an und lehnt die Extrapolation der Mur-Mürz-Linie nach NE und SW ab, da hierin sehr verschiedene Elemente enthalten seien.

6. Frage nach dem Tiefgang der großen Bruchsysteme (Leopoldsdorfer Bruch, Steinbergbruch)

Der Schlüssel zur Lösung der Frage nach der Genese des Wiener Beckens liegt in der Kenntnis des Tiefganges der großen Bruchstrukturen: Würde es sich um ein durch Bewegungen im tiefen Untergrund initiiertes Grabenbruchsystem handeln, so müßten die Brüche das kristalline Basement durchschlagen und sich noch weiter gegen die Tiefe fortsetzen.

Im Falle eines „pull-apart“-Beckens sollten die Bruchstrukturen weitgehend auf die allochthonen Einheiten beschränkt bleiben — der kristalline Untergrund bliebe unberührt.

Bislang steht allerdings eine konkrete Aussage über den tatsächlichen Tiefgang der großen Bruchsysteme im Wiener Becken noch aus. Sprechen H. STOWASSER (1958) und A. TOLLMANN (1970, 1985) vom enormen Tiefgang der großen Bruchsysteme, sodaß diese die gesamte Kruste durchschlagen und bis in den Mantel reichen, meint G. WESSELY (1983), daß zumindest im südlichen Wiener Becken die Brüche zum Teil im Neogen oder aber im Alpenkörper zu konjugierten Paaren zusammenlaufen, wobei jeweils eine Störung an einer anderen endet. Der durch die Zerrung hervorgerufene Raumüberschuß wurde im Verlauf des Neogens mit Sedimenten aufgefüllt. Unterhalb sollten die Sprunghöhen weitgehend abgebaut sein. W. LADWEIN et al. (1991) vertreten ebenso die Meinung, daß die meisten Brüche konjugierte Paare bilden und gegen die Tiefe auf die allochthonen Einheiten beschränkt bleiben. Nach L. ROYDEN (1985) stellen die großen gegen Osten einfallenden Brüche, wie etwa der Steinbergbruch, listrische Flächen dar, d. h. sie verflachen gegen die Tiefe und enden an der Überschiebungsbahn der alpin-karpatischen Einheiten. Weiters nimmt L. ROYDEN an, daß die Brüche des Wiener Beckens aufgrund des „pull-apart“-Mechanismus neben der abschiebend wirkenden eine bedeutende laterale Bewegungskomponente aufweisen.

Einen Anhaltspunkt über den Tiefgang des Steinbergbruches bzw. des Leopoldsdorfer Bruchsystems könnte die strukturelle Entwicklung des alpin-karpatischen Beckenuntergrundes samt den darüberliegenden neogenen Schichten in den abgesenkten Bereichen liefern. Sowohl die Flyschzone am Steinbergbruch als auch die kalkalpinen Einheiten am Leopoldsdorfer Verwurf zeigen — ebenso wie die in diesen Bereichen lagernden Neogensedimente — in unmittelbarer Bruchnähe Schlepplstrukturen, fallen aber weiter östlich gegen die Bruchfläche ein (A. KRÖLL, 1980; G. WESSELY, 1983 und 1988; W. LADWEIN et al., 1991). Dies würde für eine Verflachung der Bruchflächen gegen die Tiefe sprechen (Abb. 4 und 9). Eine ähnliche strukturelle Entwicklung konnten nämlich P. ELLIS & K. MCCLAY (1988) bei Modellversuchen beobachten. Demnach vollzieht der sich im Zuge einer Abschiebungsbewegung an einer listrischen Fläche absenkende Block zunächst eine Rotation zur Bruchfläche hin und entwickelt eine „roll-over“-Struktur. Bei weiterer Extension bildet sich am Scheitel des abgesetzten Blocks eine sog. „Scheitelgraben“-Struktur. Diese entwickelt sich zwischen einer zur listrischen Fläche hinrotierenden Fläche und einer gegen diese gerichteten, antithetischen Fläche (Abb. 9).

Gegen eine Verflachung der Bruchfläche am Steinbergbruch spricht allerdings, daß die Bohrung Zistersdorf ÜT 1 diesen, im Vergleich zum höheren Abschnitt der Bruchfläche, mit nahezu unverändertem Einfallswinkel antraf. Weiters entstehen „roll-over“-Strukturen auch dann, wenn sich eine Bruchfläche, gleich dem Steinbergbruch, vorübergehend versteilt und sich danach mit gleichbleibender Neigung im selben Winkel wie im oberen Abschnitt gegen die Tiefe fortsetzt (J. RAMSAY & M. HUBER, 1987). Dies würde — zumindest im höheren Abschnitt — gegen eine Verflachung der Bruchfläche mit zunehmender Tiefe sprechen (Abb. 10). Der Einfallswinkel des Steinbergbruches nördlich von Zistersdorf liegt bis zu einer Tiefe von etwa 500 m bei 50°, versteilt sich danach, beträgt in Tiefen unter 1500 m etwa 70° und verflacht schließlich wieder (R. JANOSCHEK, 1951; H. STOWASSER, 1966).

An Bohrkernen, die in Bruchnähe im Neogen gezogen wurden, konnte keine laterale Bewegungskomponente neben der abschiebend wirkenden nachgewiesen werden. Am

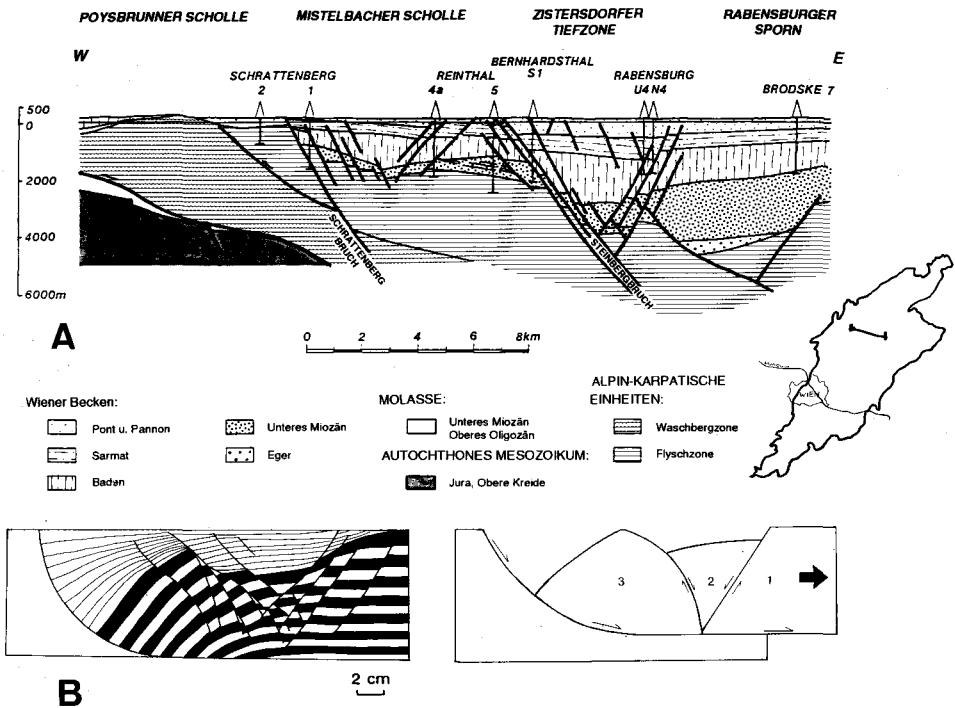


Abb. 9: (A) Synsedimentäre Bruchtektonik vor dem Baden im Bereich des Steinbergbruches (nach S. KÖVES, 1991); (B) Vergleich der strukturellen Entwicklung einer Abschiebungsbewegung an einer listischen Fläche im Experiment (nach P. ELLIS & K. MCCLAY, 1988): Block (1) bewegt sich horizontal von der Bruchfläche weg, der absenkende Block (3) vollzieht zunächst eine Rotation zur Bruchfläche und entwickelt eine „roll-over“-Struktur; bei weiterer Extension bildet sich am Scheitel des abgesetzten Blocks (2) eine sog. „Scheitelgraben“-Struktur.

Steinbergbruch ist die Bruchfläche von einer meist nur wenige Meter mächtigen Ruschelzone begleitet, innerhalb der die Gesteine der Flyschzone mit den Ablagerungen des Neogens oft stark verknüchtet sind. Der Flysch ist manchmal noch 30 m unter der Bruchfläche durch Parallelklüfte und Harnischflächen stark gestört. Hier sind zwar Blattverschiebungen zu erkennen, allerdings ist deren zeitliche Stellung ungewiß. Wie beim Steinbergbruch konnte an der Bruchfläche des Leopoldsdorfer Verwurfs keinerlei Lateralkomponente im Neogen nachgewiesen werden.

7. Diskussion und Schlußfolgerungen

Das Wiener Becken entwickelte sich als junges Zerrungsbecken in jenem Bereich, wo der kristalline Sockel der Böhmisches Masse seit dem Jura episodisch abgesunken ist. Nimmt man an, daß diese Absatzbewegungen, welche die Struktur der autochthonen, mesozoischen Sedimentfolgen unterhalb der alpin-karpatischen Einheiten belegt, durch die Wiederbelebung variszisch angelegter Bruchlinien hervorgerufen wurden, ist es naheliegend, auch bei der Genese des Wiener Beckens vorerst an eine junge Reaktivierung dieser Schwä-

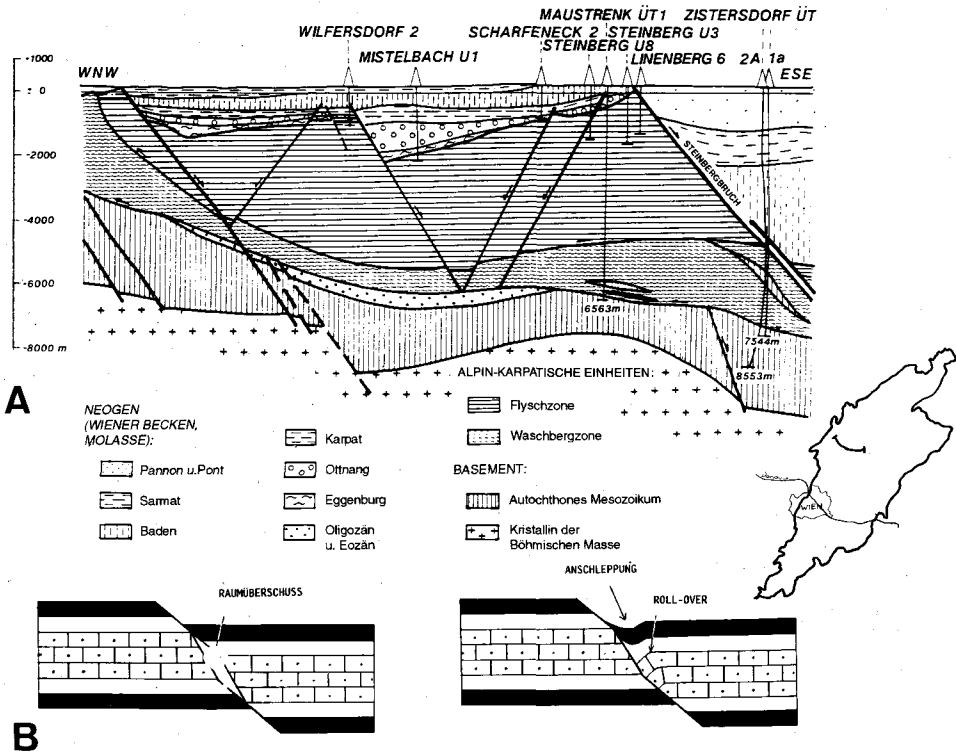


Abb. 10: (A) Synsedimentäre Bruchtektonik vor dem Baden im Bereich der Mistelbacher Scholle (nach W. LADWEIN et al., 1991) und Möglichkeit der Entwicklung einer „roll-over“-Struktur an einer sich vorübergehend verstellenden Bruchfläche (nach J. RAMSAY & M. HUBER, 1987).

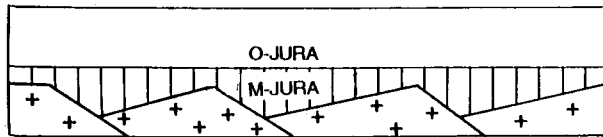
chezonen durch ein Auseinanderdriften der Eurasiatischen Platte zu denken (A. TOLLMANN, 1970, 1985). Diese Brüche im autochthonen Untergrund stellten sich aber inzwischen als synsedimentäre, offensichtlich einem Rifting im Dogger zuzuschreibende Strukturen heraus (W. LADWEIN et al., 1991).

Gegen eine Anlage des Wiener Beckens als Grabenstruktur spricht, daß es zahlreiche strukturelle Eigenschaften aufweist, die für die Beteiligung eines „pull-apart“-Mechanismus bei der Beckenbildung sprechen (rhomboidische Form, „en-echelon“-Anordnung einzelner Bruchsysteme, wie dem Bockfließler Bruchsystem, strukturelle Anlage der jungen Mitterndorfer Senke als „negative flower-structure“). Auch ließe sich mit der sinistralen Verschiebungstendenz, welche die Westkarpaten zu dem im Westen bereits fixierten Block des Alpenkörpers durchführten, die Ursache für einen „pull-apart“-Mechanismus finden. Diese Bewegung ergibt sich daraus, daß sich die Orogenfront westlich des heutigen Wiener Beckens mit dem Ende des Karpats konsolidierte, während weiter im Osten der Vorschub noch bis über das Baden hinaus andauerte. Die Ursache für diese zeitliche Divergenz liegt einerseits darin, daß der Alpenkörper im Bereich südlich der Böhmischen Masse an einem weiteren Vordringen gegen Norden gehindert wurde, andererseits in der jungen, anhaltenden Bogenbildung der Karpaten vor dem dahinter arbeitenden Manteldiapir.

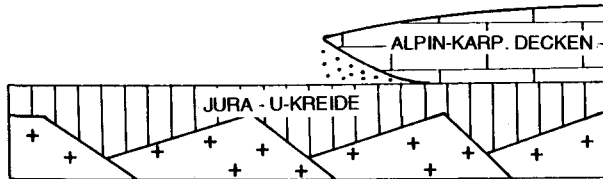
In der Entwicklung des Wiener Beckens lassen sich anhand des Paläostreißfeldes drei Stadien unterscheiden:

1. NNW-SSE- bis NW-SE-gerichtete Kompressionsphase (Entwicklung während des noch andauernden Vorschubes des Alpen-Karpatenkörpers vom Eger bis ins Karpat): An der Orogenfront kommt es zu den jüngsten Aufschuppungen innerhalb der Waschbergzone und letzten Überschiebungen durch die Flyschzone. Im Bereich des Wiener Beckens gelangen die Sedimente auf den gegen Norden vordringenden alpin-karpatischen Einheiten zur Ablagerung und erfahren noch deutliche Verstellungen. Der Sedimentationsraum weist noch keine Gemeinsamkeit mit der heutigen Form des Wiener Beckens auf.

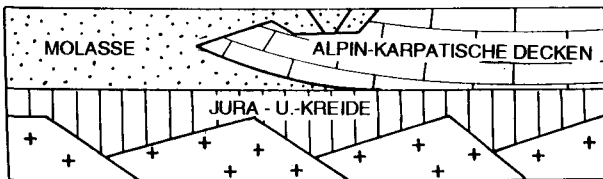
2. Rotation des Paläostreißfeldes: Mit dem Ende der gegen NNW bis NW gerichteten Überschiebungsbewegungen läßt sich vor allem östlich des Semmering-Gebietes, aber auch



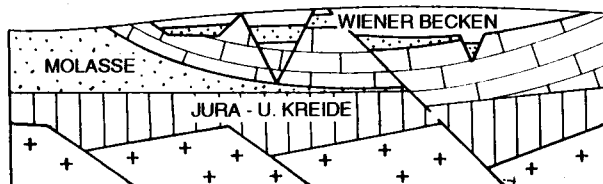
A. JURA: EXTENSION - RIFTING



B. ALTERTIÄR: ÜBERSCHIEBUNG DURCH DIE ALPIN-KARPATISCHEN EINHEITEN



C. FRÜHES JUNGTERTIÄR: ÜBERSCHIEBUNGS- UND EXTENSIONSTEKTONIK



D. HÖHERES JUNGTERTIÄR: EXTENSIONSTEKTONIK

Abb. 11: Die einzelnen Entwicklungsstufen des Wiener Beckens (nach: W. LADWEIN et al., 1991).

in weiten Bereichen der Göllerdecke, zeitlich anschließend eine Rotation der Achse maximaler Spannung im Uhrzeigersinn feststellen. Eine absolute zeitliche Einstufung konnte nicht erfolgen, es ist allerdings naheliegend, daß diese Phase Wiener Becken noch bis in das Untere Baden hinein wirksam war.

3. Weiträumiges Absinken — E-W-gerichtete Zerrung: Ab der Oberen Lagenidenzone des Badens sinkt das Wiener Becken in seiner heutigen Form entlang der NNE-SSW- bis NE-SW-streichenden Bruchsysteme ab. An den großen, zu dieser Zeit aktiven Bruchsystemen des Wiener Beckens konnte in neogenen Ablagerungen keine laterale Bewegungskomponente nachgewiesen werden.

Strukturelle Folgerungen: Das Wiener Becken charakterisiert zwar in seiner Anlage zahlreiche Eigenheiten, die „pull-apart“-Becken kennzeichnen. Die dafür vorauszusetzenden großräumigen lateralen Verschiebungen konnten vom strukturgeologischen Standpunkt in den jungen Beckensedimenten nicht nachgewiesen werden, allerdings gibt es in den randnahen alpinen Einheiten Hinweise auf solche Bewegungen. Die Brüche, an denen die Absatzbewegungen seit dem Baden vor sich gingen, zeigen nur Abschiebungstendenzen, horizontale Komponenten fehlen. Auch konnte der Nachweis einer — vom theoretischen Modell des „pull-apart“-Beckens geforderten, aufgrund der zusammenhängenden seismischen Aktivität vermuteten — Verbindung zur Mürztalstörung nicht erbracht werden. Strukturelle Gegebenheiten im Bereich des Semmeringgebietes würden einen Zusammenhang zwischen Bruchstrukturen des Wiener Beckens und der Mürztalstörung allerdings nicht ausschließen. Die Herdlösungen von Erdbeben im Bereich des Wiener Beckens weisen auf durch N-S-Kompression hervorgerufene horizontale Bewegungen im Untergrund, bei gleichzeitiger E-W-gerichteter Zerrung, hin.

Eine Antwort auf die Frage nach der Art des Zerrmechanismus, der das Absinken der alpin-karpatischen Einheiten im Bereich des Wiener Beckens verursachte, wäre dann möglich, wenn exakte Aussagen über den Tiefgang der großen Bruchsysteme (in erster Linie Steinbergbruch und Leopoldsdorfer Verwurf) vorlägen. Im Falle eines Grabenbruchsystems würden sich die Brüche mit annähernd gleichbleibenden Einfallen tief in das kristalline Basement hinein fortsetzen, hingegen sollten sie bei einem „pull-apart“-Becken gegen die Tiefe verflachen und somit weitestgehend auf die allochthonen Einheiten, oder zumindest den autochthonen Sedimentmantel, beschränkt bleiben. Die oberflächennahe strukturelle Entwicklung an den entlang der Bruchflächen abgesenkten Tiefschollen würde eher für deren Verflachen gegen die Tiefe sprechen.

Eine Erfassung der Bruch- und Strukturmuster in erbohrten seichteren Bereichen des weiteren Raumes, möglichst mit Modellversuchen, sollte weitere wertvolle Anhaltspunkte liefern.

Dank

Herrn o. Univ.-Prof. Dr. Alexander TOLLMANN sei für die bereitwillige und umfassende Betreuung meiner Diplomarbeit gleichen Themas besonders gedankt. Weiters möchte ich Herrn Dr. Godfried WESSELY, auf dessen Initiative diese Diplomarbeit zustande kam, meinen Dank für seine tatkräftige Unterstützung in jeder Weise, die zahllos geführten Diskussionen und für die kritische Durchsicht des Manuskripts aussprechen.

Die Diplomarbeit wurde von der ÖMV-Aktiengesellschaft und der Niederösterreichischen Landesregierung finanziell unterstützt.

8. Literatur

- ANDERSON, E. (1951): The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Application to Britain, 2nd Ed. — 183 S., Edinburgh (Oliver & Boyd).
- ANGELIER, J. (1984): Tectonic analysis of fault slip data sets. — *J. Geoph. Res.*, 89, S. 5835-5848, 7 Abb., Washington.
- ANGELIER, J., BERNARD, C. & ANDERSON, R. (1985): Neogene paleostress Changes in the Basin and Range: A case study at Hoover Dam, Nevada-Arizona. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, 96, S. 347-361, 14 Abb., 3 Tab., New York.
- ARIC, K. (1981): Deutung krustenseismischer und seismologischer Ergebnisse im Zusammenhang mit der Tektonik des Alpenostrandes. — *Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl. I*, 190, S. 235-312, 28 Abb., 12 Tab., 3 Beil., Wien.
- AYDIN, A. & NÜR, A. (1982): Evolution of pull-apart basins and their scale independence. — *Tectonics*, 1, S. 91-105, 10 Abb., 1 Tab., Washington.
- BERÁNEK, B. & ZÁTOPEK, A. (1975): On the Crustal Structure in Czechoslovakia and the Eastalpine Region. — *Trans. ESC Gen. Assoc. Brasov 1972*, Inst. geol. geogr. techn. econ. Stud., ser. D., 10, Bucarest.
- BIDDLE, K. & CHRISTIE-BLICK N. (1985): Glossary — Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. — [In:] K. BIDDLE & N. CHRISTIE-BLICK [Eds.]: Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. — *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, 37, S. 1-34, 16 Abb., Tulsa/Oklahoma.
- BRIX, F., KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1977): Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. — *Erdöl-Erdgas-Z.*, 93, Sdb., S. 12-35, 8 Abb., Hamburg/Wien.
- BURCHFIEL, B. & ROYDEN, L. (1982): Carpathian foreland fold and thrust belt and its relation to the Pannonian and other basins. — *Bull. Am. Assoc. Petr. Geol.*, 66, S. 1179-1195, 12 Abb., Tulsa/Oklahoma.
- ČEKAN, V., KOCÁK, A., TOMEK, Č., WESSELY, G. & ZYCH D. (1990): Czechoslovakian-Austrian cooperation in geophysical structural exploration in the Vienna Basin. — [In:] D. MINAŘIKOVÁ & H. LOBITZER [Ed.]: Thirty Years of geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia. — S. 23-32, 8 Abb., Wien-Prag.
- DRIMMEL, J. (1980): Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. — [In:] R. OBERHAUSER [Red.]: Der geologische Aufbau Österreichs. — S. 505-527, Abb. 138-143, 1 Tab. Wien — N. Y. (Springer).
- ELLIS, P. & MC CLAY, K. (1988): Listric extensional fault systems — results of analogue model experiments. — *Basin Res.*, 1 (1), S. 55-70, 22 Abb., Oxford.
- FRIEDL, K. (1957): Das Wiener Becken. — [In:] F. BACHMAYER [Hrsg.] *Erdöl in Österreich*, S. 55-75, 16 Abb., 2 Tab., Wien (Natur und Technik).
- FUCHS, W. (1980): Das Inneralpine Tertiär. — [In:] R. OBERHAUSER [Red.]: Der geologische Aufbau Österreichs. — S. 452-483, Abb. 131-135, Wien (Springer).
- GANGL, G. (1974): Seismotektonische Untersuchungen am Alpenostrand. — *Mitt. geol. Ges. Wien*, 66-67 (1973/74), S. 33-48, 4 Abb., Wien.
- HAMILTON, W., JIŘÍČEK, R. & WESSELY, G. (1990): The Alpine-Carpathian Floor of the Vienna Basin in Austria and CSSR. — [In:] D. MINARIKOVA & H. LOBITZER [Eds.]: Thirty Years of geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia. — S. 46-55, 3 Abb., Wien-Prag.
- HANCOCK, P. (1985): Brittle microtectonics: principles and practice. — *J. Struct. Geol.*, 7, (3/4), S. 437-457, 19 Abb., Oxford.
- HARDING, T., VIERBUCHEN, R. & CRISTIE-BLICK, N. (1985): Structural styles, plate tectonic settings and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults. — [In:] K. BIDDLE & N. CHRISTIE-BLICK [Eds.]: Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. — *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, 37, S. 51-78, 25 Abb., Tulsa/Oklahoma.
- JANOSCHKE, R. (1951): Das Inneralpine Wiener Becken. — [In:] F. SCHAFFER [Hrsg.]: *Geologie von Österreich*, 2. Aufl. — S. 525-693, 8 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Wien (Deuticke).
- JIŘÍČEK, R. (1979): Tectogenetic development of the Carpathian arc in the Oligocene and Neogene. — [In:] M. MAĚEL [Ed.]: Tectonic Profiles through the West Carpathians. — S. 205-214, *Geol. Ústav Dionýza Štura*, Bratislava.

- JIRÍČEK, R. & SEIFERT, P. (1990): Paleogeography of the Neogene in the Vienna Basin and the adjacent part of the foredeep. — [In:] D. MINAŘIKOVÁ & H. LOBITZER [Eds.]: Thirty Years of geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia. — S. 89-105, 11 Abb., Wien-Prag.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A. & TURNOVSKY, K. (1965): Die Verbreitung von Oligozän, Unter- und Mittelmiozän in Niederösterreich. — Erdöl-Erdgas Z. 81, S. 109-116, 1 Tab., 5 Taf., 4 Prof., Wien-Hamburg.
- KREUTZER, N. (1971): Mächtigungsuntersuchungen im Neogen des Ölfeldes Matzen, Niederösterreich. — Erdöl-Erdgas-Z., 87, S. 38-49, 21 Abb., Wien-Hamburg.
- KREUTZER, N. (1984): Die Produktionsgeologie in der ÖMV AG. — Erdöl-Erdgas-Z., 100, S. 329-336, 6 Abb., Wien-Hamburg.
- KRÖLL, A. (1980): Das Wiener Becken. — [In:] F. BACHMAYER [Hrsg.]: Erdöl und Erdgas in Österreich. — Veröff. nathist. Mus. Wien, N. F., 19, S. 147-179, Abb. 71-86, Wien.
- KRÖLL, A., SCHIMUNEK, K. & WESSELY, G. (1981): Ergebnisse und Erfahrungen bei der Exploration in der Kalkalpenzone in Ostösterreich. — Erdöl-Erdgas-Z., 97, S. 134-148, 9 Abb., Hamburg/Wien.
- LADWEIN, W., SCHMIDI, F., SEIFERT, P. & WESSELY, G. (1991): Geodynamics and generation of hydrocarbons in the region of the Vienna basin, Austria. — [In:] A. SPENCER [Ed.]: Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons. — Spec. Publ. Eu. Assoc. Petr. Geosc., S. 289-305, 21 Abb., Oxford.
- MANDL, G. (1988): Mechanic of Tectonic Faulting — Models and Basic Concepts. — 407 S., Amsterdam (Elsevier).
- MIALL, A. (1990): Principles of Sedimentary Basin Analysis. 2nd Ed. — 668 S., 466 Abb., New York (Springer).
- MURAWSKI, H. (1969): Bruchtektonik mit modifizierter Bruchbildung. — Geol. Rdsch., 59, S. 193-212, 12 Abb., Stuttgart.
- NEMČOK, M., MARKO, F., KOVÁČ, M. & FODOR, L. (1989): Neogene Tectonics and Paleostress Changes in the Czechoslovakian Part of the Vienna Basin. — Jb. Geol. B.-A., 132 (2), S. 443-458, 16 Abb., Wien.
- PERESSON, H. (1991): Kinematische Analyse von Störungsflächen und Folgerungen für die Strike-slip Tektonik an der Wolfgangseestörung (Salzburg). — Unveröff. Dipl. Arb. formal- u. natw. Fak. Univ. Wien. — 116 S., 57 Abb., 3 Tab., 9 Taf., 8 Beil., Wien.
- PROHASKA, W. (1983): Die geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse am Westrand des südlichen Wiener Beckens. — Unveröff. Diss. formal- u. natw. Fak. Univ. Wien, 161 S., 21 Abb., 5 Tab., 1 Anh., 23 Beil., Wien.
- RAMSAY, J. & HUBER, M. (1987): The Techniques of modern Structural Geology. Vol. 2: Folds and Fractures. — S. 309-700, London (Academic Press).
- ROYDEN, L. (1985): The Vienna Basin: A thin-skinned pull-apart basin. — [In:] K. BIDDLE & N. CHRISTIE-BLICK [Eds.]: Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. — Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., 37, S. 319-338, 18 Abb., Tulsa/Oklahoma.
- SACHS, B., GUTDEUTSCH, R., ZYCH, D., SEIBERL, W. & STRAUSS, U. (1989): Die Kaumberganomalie in Niederösterreich — Versuch einer Interpretation zur Klärung des Verlaufs des subalpinen kristallinen Untergrundes. — Z. Erdöl Erdgas Kohle, 105, (12), S. 501-447, 7 Abb., Hamburg.
- SCHIEDEGGER, A. (1965): Großtektonische Bedeutung von Erdbebenherdmechanismen. — Z. Geophys., 31, S. 300-312, 7 Abb., 2 Tab., Würzburg.
- SCHOPPER, T. (1991): Strukturgeologische Untersuchungen als Hilfe für die tektonische Deutung des Bewegungsmechanismus des Wiener Beckens. — Unveröff. Dipl. Arb. formal- u. natw. Fak. Univ. Wien. — VII+132 S., 59 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Wien.
- ŠPIČKA, V. (1967): Zur Paläogeographie und Tektogenese der Neogenbecken der Westkarpaten. — Geol. Práce, 42, S. 65-78, Bratislava.
- STOWASSER, H. (1958): Einige Bausteine zur Tektogenese des Wiener Beckens. — Erdöl-Erdgas-Z., 74, S. 395-400, 1 Abb., Wien-Hamburg.
- STOWASSER, H. (1966): Strukturbildung am Steinbergbruch im Wiener Becken. — Erdöl-Erdgas-Z., 82, S. 395-400, 1 Abb., Wien-Hamburg.
- THENIUS, E. (1974): Niederösterreich. — Verh. geol. B.-A., Bundesländerserie, Heft N.-Ö., 2 Aufl., 280 S., 48 Abb., 16 Tab., Wien.

- TOLLMANN, A. (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Geotekt. Forsch., 21, 156 S., 20 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1970): Die bruchtektonische Zyklenordnung im Orogen am Beispiel der Ostalpen. — Geotekt. Forsch., 34, S. 1-90, 21 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1978): Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. — Mitt. österr. geol. Ges., 69 (1976), S. 291-351, 11 Abb., Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Bd. II. Außerzentralalpiner Anteil. — XV+710 S., 286 Abb., 27 Tab., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich. Bd. III. Gesamtübersicht. — X+718 S., 145 Abb., 8 Tab., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- VASS, D., KOVÁČ, M., KONECNY, V. & LEXA, J. (1988): Molasse basins and volcanic activity in west carpathian neogene — its evolution and geodynamic character. — Geologicky Zbornik — Geologica Carpathica, 39, S. 536-561, 21 Abb., Bratislava.
- WACHTEL, G. & WESSELY, G. (1981): Die Tiefbohrung Berndorf 1 in den östlichen Kalkalpen und ihr geologischer Rahmen. — Mitt. österr. geol. Ges., 74/75 (1981/1982), S. 137-165, 7 Abb., Taf. 1-3, Wien.
- WESSELY, G. (1975): Rand und Untergrund des Wiener Beckens — Verbindungen und Vergleiche. — Mitt. geol. Ges. Wien., 66-67 (1973-1974), S. 265-287, 1 Abb., Taf. 1-3, Wien.
- WESSELY, G. (1983): Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone. — Mitt. österr. geol. Ges., 76, S. 27-68, 8 Taf., Wien.
- WESSELY, G. (1988): Structure and development of the Vienna Basin in Austria. — [In:] L. ROYDEN & F. HORVATH [Eds.]: The Pannonian Basin, a Study in Basin Evolution. — Mem. amer. Assoc. Pet. Geol., Mem. 45, S. 333-346, 10 Abb., Tulsa/Oklah. — Budapest.

Erläuterungen zu den Tafeln 1-3:

Aufschlußpunkte: *Flysch:* (1) ehem. Steinbrüche am S-Abhang des Bisamberges, Kahlenberger Schichten; *Lunzer Decke:* (2) Steinbruch Kritsch („Hödl“), Kaltenleutgeben, Hauptdolomit; (3) Fröstl-Endlweber-Steinbruch WNW Tirolerhofsiedlung, Jurakalke; ehem. Gemeindesteinbruch Gießhübl, Konglomerate des Maastricht; *Göllerdecke:* (4) Wertheim-Steinbruch am S-Abfall des Hundskogels; (5) Aufschlüsse bei Hinterbrühl am N-Abfall des Kl. Anningers; (6) Steinbruch Mödling, Hauptdolomit; (7) Steinbruch Rehgraben, Hauptdolomit; (8) Aufschlüsse N Gumpoldskirchen, Hauptdolomit; (9) Hauptdolomitsteinbruch W Gumpoldskirchen; (10) Konglomerate des Unteren — Mittleren Badens WNW Sooß; (11) Steinbruch über Bad Vöslau, Hauptdolomit, (12) Leithakalke N Wöllersdorf; *Mürzalpendecke:* (13) Steinbruch am S-Abfall des Engelsberges W Bad Fischau, Wandkalk; (14) Steinbruch Winzendorf, Wandkalk; (15) Aufschlüsse NE Grillenberg bzw. N Obertal, triadischer Kalk; *Semmeringsystem:* (16) Anisischer Kalk der Adlitzgräben am N-Abfall des Eselsteinzuges; (17) Aufschlüsse S Ruine Klamm, anisischer Kalk; (18) ehem. Steinbruch S Aue; (19) Steinbruch Syhrntal S Enzenreith, mitteltriadischer Kalk; *Neogen am W-Rand des Wiener Beckens:* (20) Sandgrube W Wimpassing, Pannon; (21) Steinbruch Perlmooser, Mannersdorf, Leithakalk.

Als Grundlage diente die Karte „Wiener Becken — Relief und Tektonik des Untergrundes“ von G. WESSELY & G. GOHS, 1984, die nach Kartengrundlagen von A. KRÖLL, S. KOVES, H. KOLB, H. UNTERWELZ, K. SCHIMUNEK und G. WESSELY zusammengestellt wurde.

Die Paläostreßfelder sind Darstellungen auf der unteren Halbkugel des Schmidt'schen Netzes, die Extensionsfelder sind weiß, die Kompressionsfelder schwarz gefärbt.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 16. Dezember 1991

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Austrian Journal of Earth Sciences](#)

Jahr/Year: 1991

Band/Volume: [84](#)

Autor(en)/Author(s): Schopper Thomas

Artikel/Article: [Strukturgeologische Untersuchungen als Hilfe für die tektonische Deutung des Bewegungsmechanismus des Wiener Beckens. 101-134](#)