

Ber. Naturhist. Ges. Hannover	140	5-98	Hannover 1998
-------------------------------	-----	------	---------------

Der Untergrund von Hannover und seiner Umgebung

von

REINHARD BALDSCHUHN & FRANZ KOCKEL

mit 52 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 farbigen Karte

Kurzfassung. Hannover und seine Umgebung ist eine alte Bergbauregion, in der seit dem Mittelalter verschiedene Bodenschätze (Steinkohlen, Kohlenwasserstoffe, Salze, Eisenerz und Steine und Erden) gewonnen wurden. Zum allgemeinen Verständnis der geologischen Entwicklung der Region seit dem Ende des Paläozoikum wird ein kurzer paläogeographischer und strukturgeonetischer Überblick gegeben, der den Wandel dieser Region – Überflutungen und Sedimentation, Trockenfallen und Abtragung, Klimaänderungen und Gebirgsbildungsepochen – im Verlauf der jüngeren Erdgeschichte nachzeichnet. Daran schließt sich, veranschaulicht an geologischen, nicht überhöhten Schnitten, die morphologische und strukturgeonetische Beschreibung von 47 in der Region auftretenden Strukturen an. Die in der Umgebung Hannovers ausgebeuteten, heute meist erschöpften oder unwirtschaftlichen Lagerstätten mineralischer Rohstoffe werden zu diesen Strukturen in Bezug gesetzt und kurz charakterisiert. Ein umfangreiches, wenngleich in keiner Weise vollständiges Literaturverzeichnis ist im Anhang beigefügt.

Summary: The underground geology of Hannover and the surrounding area. – The Hannover region is an old mining district, in which various mineral deposits (coal, hydrocarbons, salts, iron ore and building materials) have been mined since the Middle ages. For the general understanding of the geological evolution of this region since the end of the Palaeozoic, a short review of the palaeogeographical and structural history is given in order to show the substantial changes which occurred during the Late Palaeozoic, Mesozoic and Tertiary in this area – i.e. inundation by the sea and sedimentation, uplift and erosion, climatic changes and mountain building. The main part of the paper consists of the morphological and genetical description of altogether 47 structures in the region, illustrated by geological cross sections. The mode of occurrence of the mineral deposits exploited in the Hannover region, now mostly exhausted or uneconomical, is linked to these structures and shortly characterised. A list of useful references is included.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	7
2. Bergbau- und geologische Erforschungsgeschichte	11
2.1 Frühe Aktivitäten	11
2.2 Steinkohle des Wealden	11
2.3 Erdöl, Erdgas, Asphalt	12
2.4 Salzlagerstätten	13

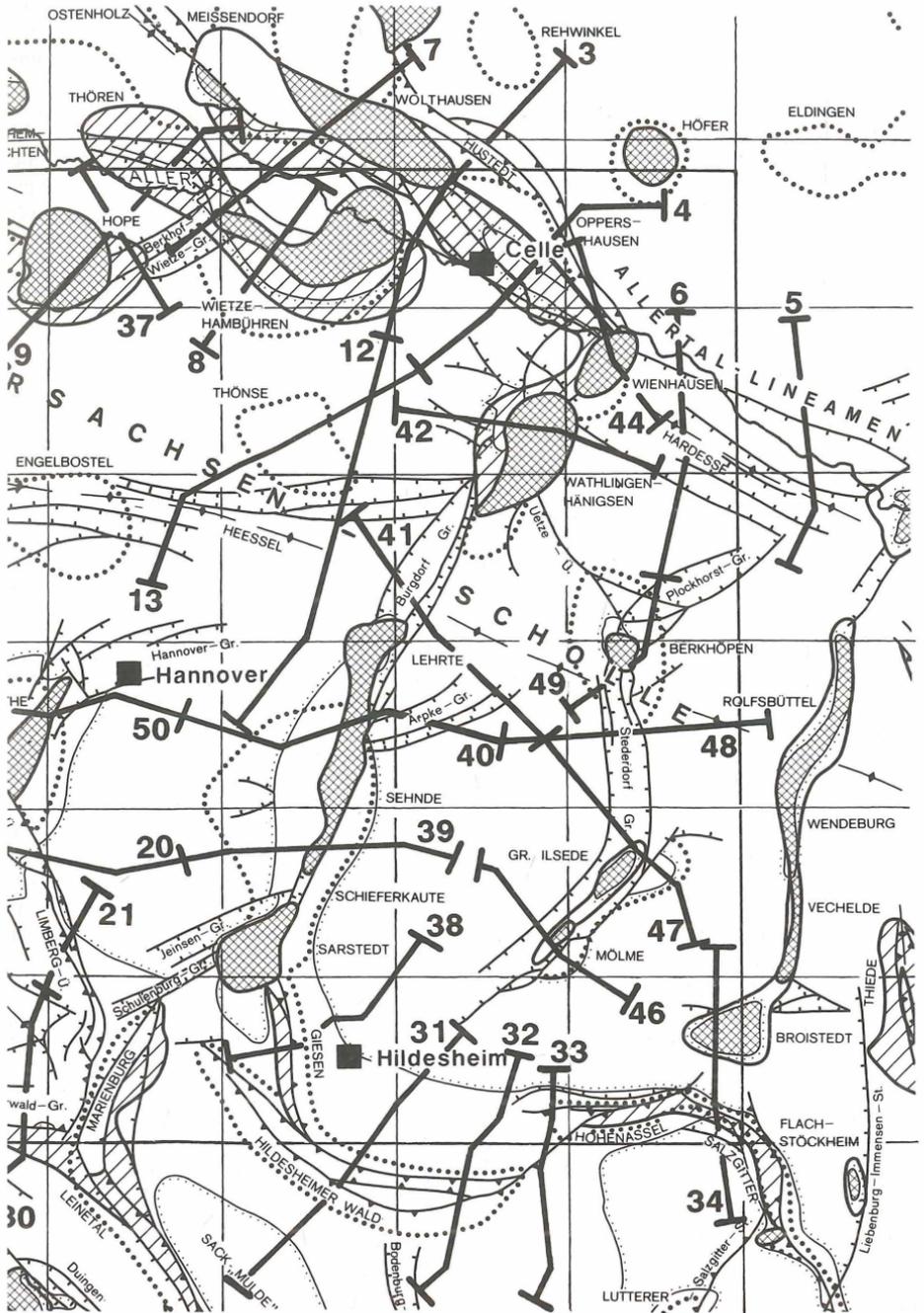
2.5	Eisenerz	13
2.6	Steine und Erden	14
2.7	Kavernenspeicher, Untertage-Deponien	14
2.8	Explorations-Unternehmen und Geoforschungs-Einrichtungen in der Region	14
2.9	Die Geologische Erforschung der Region	15
3.	Geographische und regionalgeologische Situation	15
4.	Paläogeographische und strukturelle Entwicklung der Region Hannover während des jüngeren Paläozoikum, Mesozoikum und Tertiär	17
4.1	Karbon	17
4.2	Rotliegend	21
4.3	Zechstein	21
4.4	Buntsandstein	22
4.5	Muschelkalk	23
4.6	Keuper	24
4.7	Lias	25
4.8	Dogger	25
4.9	Oberjura (Malm)	26
4.10	Unterkreide	27
4.11	Oberkreide	28
4.12	Tertiär	30
5.	Die Untergrund-Strukturen und ihre Entstehung	30
5.1	Die NW- bis WNW („herzynisch“) -streichenden Strukturen	31
5.1.1	Strukturzug Ostenholz – Meißendorf – Wolthausen – Oppershausen – Hardeesse	31
5.1.1.1	Oppershausen	32
5.1.1.2	Hardeesse	33
5.1.2	Strukturzug Eilte – Grethem-Büchten – Thören – Wietze-Hambühren	35
5.1.2.1	Wietze-Hambühren	35
5.1.3	Strukturzug Lichtenhorst – Stöckendrebber – Hope	37
5.1.3.1	Stöckendrebber	37
5.1.3.2	Hope	38
5.1.4	Strukturzug Neustadt – Engelbostel – Heeßel	39
5.1.5	Strukturzug Schessinghausen-Graben – Schessinghausen – Husum – Steinhuder Meer – Bokeloh – Stemmerberg-Überschiebung – Limberg-Überschiebung („Steinhuder Meer-Lineament“)	43
5.1.5.1	Schessinghausen-Graben	43
5.1.5.2	Schessinghausen	44
5.1.5.3	Husum	45
5.1.5.4	Steinhuder Meer	46
5.1.5.5	Bokeloh	47
5.1.5.6	Stemmerberg	49
5.1.5.7	Limberg	50
5.1.6	Rehburg-Graben mit dem Rehburg-Sattel und die Fortsetzung in die Eldagsen-Springe-Antiklinale	53
5.1.6.1	Rehburg-Graben	53
5.1.6.2	Rehburg-Sattel	56
5.1.6.3	Eldagsen-Springe-Antiklinale	57
5.1.6.3.1	Deistermulde und Deister	58
5.1.6.3.2	Scheitelbereich der Eldagsen-Springe-Antiklinale	59
5.1.6.3.3	Bad Münder-Halbgraben	59
5.1.6.3.4	Süntelstörung	60
5.1.6.3.5	Brünnighausen-Hemmendorf-Störung	60
5.1.6.3.6	Nesselberg	60
5.1.6.3.7	Osterwald-Graben	61

5.1.7	Hildesheimer Wald	62
5.1.8	Hohenassel – Salzgitter-Lichtenberg	63
5.2	NE-, N- oder NNE- („rheinisch“) streichende Strukturzüge	65
5.2.1	Linsburg-Graben	65
5.2.2	Bad Nenndorf-Graben	66
5.2.3	Berkhof-Wietze-Graben	66
5.2.4	Die Strukturen über der Marienburg-Wienhausen-Störungszone	67
5.2.4.1	Marienburg	67
5.2.4.2	Schulenburg- und Jeinsen-Graben	68
5.2.4.3	Sarstedt	68
5.2.4.4	Giesen	70
5.2.4.5	Sehnde	70
5.2.4.6	Lehrte	72
5.2.4.7	Burgdorf-Graben	75
5.2.4.8	Wathlingen-Hänigsen	75
5.2.4.9	Wienhausen	79
5.2.5	Strukturzug Mölme-Groß Ilsede – Stederdorf-Graben – Berkhöpen – Plockhorst-Graben	82
5.2.5.1	Mölme-Groß Ilsede	82
5.2.5.2	Stederdorf-Graben	84
5.2.5.3	Berkhöpen	85
5.2.5.4	Plockhorst-Graben	86
5.3	Strukturzug Rolfsbüttel-Wendeburg – Vechelde – Broistedt	87
5.4	Benthe	87
6	Angeführte Schriften	90

1. Einleitung

Hannover und sein Umland blicken auf eine lange Bergbautradition zurück. Bergbau war schon lange vor der Industrialisierung der Stadt im 19. Jahrhundert für die Region wichtig und bildete eine der Grundlagen für die wirtschaftliche Blüte der Landeshauptstadt. Die Gewinnung von Bodenschätzen war seit den Anfängen naturwissenschaftlicher Forschung immer auch von der geologischen Erforschung begleitet. So ist es zu erklären, daß der Großraum Hannover schon sehr früh geologisch intensiv bearbeitet und kartiert wurde und viele herausragende Geologen des neunzehnten und beginnenden zwanzigsten Jahrhunderts mit bahnbrechenden Veröffentlichungen über die Region hervortraten. Als publizistische Plattform diente ihnen sehr oft das Veröffentlichungsorgan der Naturhistorischen Gesellschaft, deren eine Sektion der Niedersächsische Geologische Verein war. Namen wie H. Albrecht und T. Albrecht, A. Bentz, H. Credner, W. Eichenberg, A. v. Koenen, A. Kumm, G. Müller-Deile, W. Oertel, F. Schöndorf, H. Schröder, H. Stille, J. Stoller, E. Stolley, C. Struckmann, J. Weigelt und A. Windhausen sind nur einige von ihnen. Es erscheint uns deshalb angebracht, die Darstellung des Untergrundes von Hannover und seines Umlandes unter Berücksichtigung moderner geophysikalischer und geologischer Daten ebenfalls in dieser traditionsreichen Zeitschrift zu veröffentlichen.

1979 gab die Naturhistorische Gesellschaft Hannover zusammen mit dem Landkreis Hannover und dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in zweiter Auflage die Geologische Wanderkarte 1:100000, Landkreis Hannover, heraus. Auf dieser Karte beruht die beigelegte Geologische Karte von Hannover und Umgebung 1:100000, Tertiär und Quartär abgedeckt (BALDSCHUHN & KOCKEL 1987), die anlässlich der Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Hannover 1987 von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung veröffentlicht wurde. Bislang war sie eigentlich nur der Fachwelt zugänglich, nun soll sie



mit dieser Publikation auch weiteren Kreisen zur Verfügung stehen. Diese abgedeckte Karte, die die unter den eiszeitlichen Ablagerungen und den Tertiärablagerungen anstehenden geologischen Schichten zeigt, ist ein weiterer Schritt über die Geologische Wanderkarte hinaus, den Bau des Untergrundes zu verstehen. Wir brauchen jedoch zusätzlich die dritte Dimension in die Tiefe, um die Strukturen dieses Raumes zu beschreiben und ihren Werdegang zu entschlüsseln. Wir haben deshalb eine große Zahl von geologischen Schnitten beigefügt, im Maßstab 1:200000 (Höhe wie Länge), die diese Strukturen queren. Sie folgen reflexionsseismischen Linien, die von der Erdölindustrie im Verlauf der vergangenen 40 Jahre vermessen wurden und die von uns berechnet und geologisch neu interpretiert wurden. Zur Interpretation der Meßlinien wurden möglichst alle Bohrdaten in diesem Raum hinzugezogen, alte Kalibohrungen ebenso wie Wasserbohrungen und moderne Erdöl- und Erdgasbohrungen. Die geologischen Schnitte stellen demnach keine Extrapolationen aus dem Oberflächenbild dar, sondern besitzen ein gut abgesichertes Datenfundament.

Das zweite Kapitel richtet sich eher an den interessierten Laien und ist gedacht, die Zusammenhänge zwischen geologisch-wissenschaftlicher Erforschung und industrieller Nutzung des Untergrundes deutlich zu machen.

Auch im dritten und vierten Kapitel ist nicht unbedingt nur der Fachmann angesprochen. Hier soll verdeutlicht werden, wie sehr sich im Laufe der Erdgeschichte das Gesicht des hannoverschen Raumes gewandelt hat, wie Überflutungen und Meeresrückzüge, Klimaschwankungen und tektonische Ereignisse den Bau des Untergrundes prägten. Und dies alles ohne Zutun des Menschen. Wir wollen hier eine etwas andere Sicht, eine weniger anthropozentrische Betrachtungsweise der Ereignisse eröffnen und anregen, klimatische Veränderungen etwas gelassener zu betrachten als heutzutage üblich.

Die Einzelbeschreibungen der Strukturen in Kapitel 5 richten sich mehr an den Fachmann. Der interessierte Laie mag aber bei der Betrachtung der geologischen Schnitte dennoch die Morphologie der Untergrund-Strukturen verstehen und auch die Strukturgenese ablesen, die sich aus der dynamischen Interpretation der Schnitte ergibt: [Mächtigkeitzunahme bedeutet verstärkte Absenkung gegenüber der Umgebung. Eine Diskordanz, gekennzeichnet durch eine Schrägellinie, bedeutet Abtragung vor der Diskordanz. Ist die Mächtigkeit einer Schicht auf der einen Seite einer Störung größer als auf der anderen, jedoch nicht durch eine Diskordanz gekappt, bedeutet dies, daß die Störung synsedimentär aktiv gewesen ist: während der Sedimentation der Schicht hat sich die Scholle mit der größeren Mächtigkeit an der Störung abgesenkt.] Die Schichtbezeichnung als stratigraphische Kürzel geht aus Tabelle 1 hervor. In den Schnitten sind jedoch nicht alle erwähnten Schichtglieder ausgehalten worden. Das wäre im vorgegebenen Maßstab zeichnerisch nicht möglich gewesen. Vor allem die Einzelstufen der Oberkreide und des Tertiär sind zusammengefaßt worden. Die Lage der Schnitte und die meisten der Strukturnamen finden sich in Abb. 1. Die Schnitte tragen die Nummer der Abbildungen, auf denen sie dargestellt sind. Die Namen selbst sind meist die in der geologischen Literatur über Nordwestdeutschland gebräuchlichen. Es gibt allerdings auch neue Namen für Strukturen und Strukturteile, die bislang nicht so bekannt waren (z. B. Schessinghausen-Graben oder Linsburg-Graben). Sie sind erstmals im Geotektonischen Atlas von Nordwestdeutschland 1:300000 (BALD-SCHUHN et al. 1996) publiziert. Wir möchten diesen Namen gewisserweise ein „amtliches“ Gewicht geben – wenn so etwas in der Wissenschaft überhaupt möglich ist – um sicherzustellen, daß in Zukunft alle verstehen, wovon die Rede ist. Auch sind die Namen dem modernen Sprachgebrauch angepaßt: nicht Salzstock *von* Wienhausen oder Jeinsener Graben sondern Salzstock Wienhausen und Jeinsen-Graben.

Die Fülle der zu berücksichtigenden Literatur über die Geologie des hannoverschen Raumes ist nicht mehr zu überblicken, und es ist unmöglich, sie hier vollständig aufzuführen. Es wurde deshalb darauf verzichtet, in den Übersichtsbeschreibungen Literaturzitate aufzunehmen, um den Duktus nicht unnötig zu belasten. Nur den Beschreibungen der Einzel-

strukturen sind wichtige Schlüsselzitate beigefügt. Diese Auswahl hat keinerlei Anspruch auf Vollständigkeit. Für weiterführende Recherchen verweisen wir auf die recht vollständigen Literaturlisten in den Erläuterungen zu den Blättern der geologischen Karte von Niedersachsen 1:25000 und ihren Vorläufern sowie auf die von der Bibliothek der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung vorgehaltenen elektronischen Dateien.

Wir möchten uns an dieser Stelle für die Bereitstellung der industriellen geologischen und geophysikalischen Daten und die Erlaubnis zur Publikation der Interpretationen durch die im Wirtschaftsverband Erdöl Erdgas (WEG) zusammengeschlossenen Firmen Preussag Energie GmbH, BEB Unternehmen Erdgas GmbH, Wintershall AG, Mobil Erdgas Erdöl und RWE-DEA bedanken. Ebenso gilt unser Dank dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, den Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsaufgaben und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, die diese Publikation gefördert haben und den Kolleginnen und Kollegen des Teams, die in Diskussionen ihre Spezialkenntnisse einbrachten.

2. Bergbau- und geologische Erforschungsgeschichte

2.1 Frühe Aktivitäten

Die ersten bergbaulichen Aktivitäten in Hannovers Umland sind bereits aus dem Mittelalter belegt: Die Teerkuhlen bei Wietze lieferten Schweröle, die als Wagenschmiere oder als Heilmittel gehandelt und als „Bergteer“ oder „Fett“ bezeichnet wurden. Agricola hatte bereits 1546 auf die Erdölquellen bei Hänigsen und die Asphaltvorkommen von Limmer hingewiesen. Weitere Wirtschaftstudien über Ödesse, Hänigsen und Wietze stammen aus den Jahren 1563, 1652, 1669 und 1765.

Im S des Blattbereiches gingen rege Steinbruchsaktivitäten um, wie wir aus den aus Muschelkalk gebauten romanischen Kirchen in Hildesheim ablesen können. Der feine gelbe, gut verarbeitbare Wealden-Sandstein wurde bei Loccum, in den Bückebergen und im Nesselberg gebrochen und bis in die damals blühenden Städte Hollands und Belgiens verschifft. Er bekam den Namen „Bremer Stein“, weil Bremen der Seehafen war, in dem er umgeschlagen wurde. Die Fassade des Leibniz-Hauses in Hannover ist, wie auch viele andere Gebäude der Renaissance und späterer Stilepochen wie der Reichstag in Berlin, das Leineschloß und das hannoversche Opernhaus, aus diesem Stein errichtet. Als Werksteine mittelalterlicher Bauten sowie zum Brennen von Kalkmörtel dienten auch die Kalksteine der verschiedenen Horizonte des Oberjura bei Hildesheim, am Lindener und Tönniesberg in Hannover, im Nesselberg, Süntel, SW-Deister und im östlichen Wesergebirge.

Die reichen und wertvollen Vorkommen von Unterkreidetonen lieferten den Rohstoff für eine blühende mittelalterliche Ziegelei-Industrie, deren Produkte in sakralen und profanen Bauten wie der Marktkirche in Hannover oder dem Alten Rathaus verbaut wurden.

Salzige und schwefelhaltige Quellen, gespeist aus den Salzen des Zechstein bzw. des oberjurassischen Münder Mergel, waren ebenfalls von verschiedenen Orten wie Bad Münder, Bad Rehburg oder Bad Nenndorf und dem südwestlichen Nesselberg bekannt und wurden zur Salzgewinnung und heute zu balneologischen Zwecken genutzt.

2.2 Steinkohle des Wealden

Schon im 16. Jahrhundert kam der Kohleabbau in den tief-unterkretazischen „Wealden“-Schichten des Deisters und der Deistermulde, des Süntels, des Osterwaldes und Nesselberges, der Bückeberge sowie der Rehburger Berge hinzu. Zuerst waren es kleine Gruben, die mit Horizontal-Stollen oder tonnlägigen Schächten die hochinkohlten, aber gering-

mächtigen Steinkohlenflöze des Wealden abbauten. Später konzentrierte sich die Gewinnung der Kohle auf den Tiefbau. Die letzten Reviere, aus denen noch bis in die 60er Jahre gefördert wurde, sind Barsinghausen in der Deister-Mulde, Auhagen-Düdinghausen am S-Rand der Rehburger Berge und Lüdersfeld-Beckedorf NE Stadthagen in der Schaumburg-Mulde. Einen merkwürdigen Boom erreichte der Kleinbergbau in Deister und Süntel, Osterwald und Nesselberg sowie in den anderen Kohlerevieren nach dem Krieg 1945–49, als viele Bergleute im Nebenerwerb alte Stollen wieder aufwältigten und in kleinem Umfang Hausbrand förderten.

2.3 Erdöl, Erdgas, Asphalt

1858 begann die industrielle Ausbeutung der nördlich Hannover bekannten Erdöl-Austritte (Seeps). Hunäus brachte die erste Tiefbohrung der Welt auf Kohlenwasserstoffe im Gebiet von Wietze nieder. Sie sollte eigentlich Steinkohle erschließen, traf aber bei 35 m in quartären Talsanden auf die ersten Erdölspuren. Die Bohrung lieferte 1½ Eimer Erdöl/Tag. Erst 1874 begann jedoch die intensive Ausbeutung der Erdölvorkommen von Wietze, Nienhagen, Eddesse-Ölheim und später Oberg. In den 70er und 80er Jahren des vorigen Jahrhunderts erlebte das hannoversche Umland einen Ölrausch, der sich mit dem in den Vereinigten Staaten messen könnte. Glücksritter und seriöse Unternehmer steckten ihre Claims oft dicht nebeneinander ab und Tausende von Bohrungen wurden, meist im Seilschlagverfahren, niedergebracht. Auf die Umwelt nahm man keinerlei Rücksicht, wie an den Spuren dieser Aktivitäten um das Wietzer Erdölmuseum zu bestaunen ist. Das Erdölfeld Eddesse wurde 1876 erschlossen, das Feld Nienhagen 1904 und das Feld Oberg 1919. 1920 wurde, wiederum in Wietze, das erste Bergwerk auf Erdöl, das es in der Welt gab, in Betrieb genommen. Man wollte sich nicht mehr mit den spärlichen Röhlmengen aus den Bohrlöchern abfinden, sondern gewann das gesamte, ölpräparierte Gestein, Sandsteine des unterkretazischen „Wealden“, um dann über Tage mit heißem Dampf einen sehr viel höheren Prozentsatz der kostbaren Flüssigkeit zu gewinnen. Die Arbeitsbedingungen der Kumpel unter Tage waren, wie man sich vorstellen kann, nicht unbedingt gesundheitsfördernd. Zur Geschichte der Erdölförderung vor 1934 vergleiche BOIGK (1981, S. 10–14)

Bis 1934 waren nur die vier oben genannten Erdölfelder bekannt. Die nationalsozialistischen Machthaber, die einen Krieg planten, waren natürlich besonders daran interessiert, die Erdölförderung zu steigern. Sie bewirkten eine Änderung des Bergrechtes, durch das aller Besitz an möglichen Kohlenwasserstoff-Vorkommen an den Staat übergang und nicht dem Grundeigentümer belassen blieb. Darüber hinaus förderten sie die Erdölprospektion mit zwei großen und finanziell sehr gut ausgestatteten Förderprogrammen: dem Reichsbohprogramm, das die hohen Risiken einer Fehlbohrung dem Staat auflastete, und dem Programm „Geophysikalische Reichsaufnahme“, die das erdöhlöffige Norddeutschland mit geophysikalischen Methoden – Gravimetrie, Magnetik und Refraktionsseismik – vermessen sollte, um so neue Erdöllagerstätten zu finden. Diese aufwendigen Programme führten zur Auffindung von weiteren 14 Lagerstätten bis zum Ende des Krieges. In der Region Hannover waren das:

Mölme (1935), die unwirtschaftlichen Funde Eicklingen und Hope (1936), Steimbke Alt (1936), Broistedt (1937) Wienhausen-Eicklingen (1937), Fuhrberg (1939), Thören (1941), Hademstorf (1941) und Hohenassel (1943). Die Erdölförderung in NW-Deutschland konnte von 0,312852 Mio t im Jahre 1934 auf 1,046145 Mio t im Jahre 1940 gesteigert werden. Danach fiel die Förderkurve aufgrund von Überpumpen (zu schnelle Förderung) einzelner Lagerstätten auf 0,711565 Mio t im Jahre 1944 wieder ab (siehe BENTZ 1949).

Die eigentlichen Erfolge der Kohlenwasserstoff-Gewinnung begannen jedoch erst nach dem Krieg. Bis 1968 konnte die Förderung in NW-Deutschland auf 7,29 Mio t Rohöl gesteigert werden, und zahlreiche Gasfelder wurden zusätzlich entdeckt. Begründet war dies vor allem durch die verbesserte geophysikalische Technik, insbesondere die Technik der

Refraktions- und Reflexionsseismik, die zwar von Mintrop in den 20er Jahren in Hannover erfunden worden war, aber in Amerika vervollkommen wurde. In der Region wurden die Erdölfelder Mölme, Hardsesse, Lehrte, Kronsberg und Höfer, Ölheim Süd, Steimbke Nord und die Erdgasfelder Thönse und Alfeld-Elze hinzugewonnen. Inzwischen sind die meisten Erdölfelder erschöpft oder fast erschöpft. Die Erdölproduktion ist 1996 auf 2,601 Mio t in NW-Deutschland gesunken. Die Erdgasproduktion ist jedoch ein wichtiger Wirtschaftsfaktor geblieben und deckt ca. 17% des Bedarfes der Bundesrepublik. Diese Erdgasproduktion konzentriert sich auf Osthannover (Lüneburger Heide), das Emsmündungsgebiet und das Oldenburger Münsterland. Die Hannover-Region weist kein nennenswertes Erdgaspotential auf.

Asphalt, also durch Bakterien und Luftsauerstoff abgebautes und verändertes Erdöl, gewann man aus imprägnierten Kalksteinen in Steinbrüchen in Limmer. Dieser Rohstoff war eine der Säulen, auf die sich das Wirtschaftsimperium der Egestorff-Dynastie gründete. Zu diesem Imperium gehörten auch Kohlegruben im Deister und die Salinenbetriebe Egestorffshall, Neuhall und Georgshall im Salzstock Benthe.

2.4 Salzlagerstätten

1840 hatte Justus von Liebig den Wert des Elementes Kalium für die Verbesserung der landwirtschaftlichen Produktion erkannt, und in der Folge begann eine intensive Suche nach dem begehrten Element, das sich vorwiegend in Kalisalzen wie Carnallit, Sylvinit und Kainit findet. Diese kaliumreichen Mineralien treten in Flözen innerhalb der Zechsteinsalze auf, die in Norddeutschland Salzstrukturen wie Salzkissen und Salzstöcke bilden. Ausgehend vom mitteldeutschen Revier Staßfurt gelangten die Prospektoren mit ihren verbesserten Bohrmethoden bis in den hannoverschen Raum und entdeckten nacheinander alle überdeckten Salzstrukturen der Region. Im Verlauf von nur wenigen Jahren (1896 bis 1916) wurden in der Region 32 Schächte abgeteuft und 13 Kaligruben ausgebaut. 1918 wurde mit dem Verlust des Elsaß und seiner Kaligruben, die tertiäre Salze abbauten, das Welt-Kali-Monopol der Deutschen gebrochen. Es setzte ein rasanter Niedergang ein, der durch die Gründung des Kalikartells und die Verleihung von Förderquoten an die verschiedenen Gesellschaften die vor dem 1. Weltkrieg entstandenen Überkapazitäten drastisch reduzierte. Viele Schachtanlagen wurden geschlossen, geflutet oder durch Wassereintrich zerstört. Die anderen überlebten wirtschaftlich oder wurden als Reservebergwerke vorgehalten. Manche Schachtanlagen dienten während des II. Weltkrieges als Munitionsfabriken oder -lager. In den 60er Jahren setzte das Bergwerkssterben erneut ein, da vor allem Kanada mit kostengünstiger abzubauenen flach lagernden Lagerstätten billig auf den Weltmarkt drängte. Inzwischen ist von den verschiedenen Gesellschaften durch Fusion und Kauf bzw. die Übernahme auch der ostdeutschen Kaliindustrie nur die Kali & Salz AG der BASF als alleinige Produzentin übriggeblieben. Die tektonisch hochkomplizierten Lagerstätten mit ihrem im Weltmaßstab niedrigen K_2O -Gehalten sind auf Dauer nicht wettbewerbsfähig. Der Eigentümer-Konzern hat deshalb die Schließung aller Gruben mit „steiler Lagerung“, d. h. von Gruben, die die Kaliflöze in Salzstöcken abbauen, beschlossen und es ist nur noch eine Frage der Zeit, wann im hannoverschen Umland alle Kaligruben geschlossen oder zu Untertage-Deponien für Schadstoffe umgewandelt werden.

2.5 Eisenerz

Alle Eisenerzgruben der Region sind heute aufgelassen. Die geringen Eisengehalte der Erze (23–26% Fe in einem ca. 10 m mächtigen Flöz) machten ihre Gewinnung unwirtschaftlich. Bis in die 60er Jahre wurden bei Peine (Vöhrum) im Stederdorf-Graben (siehe Kap. 5.2.5.2) und im Revier Bülten an der NW-Flanke der Salzstruktur Groß

Ilsede (siehe Kap. 5.2.5.1) Trümmereisenerze des Oberen Santon bis tiefsten Campan im Tiefbau abgebaut. Diese Eisenerze bildeten noch nach dem II. Weltkrieg die Rohstoffbasis des Stahlwerkes Peine, das zum Salzgitter-Konzern gehörte. Die Prospektion auf gleichaltrige und gleichartige Eisenerze im Raum Stemmerberg (siehe Kap. 5.1.5.6) führte nicht zu einem Abbau. Ältere Eisenerze, wie die im Raum Salzgitter abgebauten Unterkreide- und Korallenoolith-Erze, finden sich nicht in der Region. Die Raseneisenerz-Vorkommen, die in historischer Zeit im Raum Isernhagen gewonnen wurden, sind quartäre Bildungen und sollen hier nicht erörtert werden.

2.6 Steine und Erden

Die Oberkreide-Kalke und Schreibkreide um Misburg bilden die Rohstoffbasis der großen, modernen Zementwerke Nordcement und Teutonia in Misburg (siehe Kap. 5.2.4.5).

An verschiedenen Standorten werden Unterkreide-Tone als Ziegelei-Rohstoffe gewonnen, die kaolinitreichen Tonsteine des Wealden im Osterwald werden als feuerfeste Tone in der industriellen Keramik-Produktion genutzt.

Die Hartsteinbrüche, in denen die Kalke des Oberen Jura, der „Korallenoolith“ im östlichen Wesergebirge, im Süntel und SW-Deister zu Straßensplitt verarbeitet wurden, sind heute zum großen Teil stillgelegt.

2.7 Kavernenspeicher, Untertage-Deponien

In Empelde bei Hannover betreibt die GHG-Gasspeicher Hannover GmbH drei Erdgas-Kavernenspeicher im Salzstock Benthe, um den Spitzenbedarf der Region Hannover aufzufangen zu können. Die Kavernen sind in 1300–1800 m Tiefe angelegt, haben ein Gesamtspeichervolumen von 201 Mio m³ und eine maximale Arbeitsgaskapazität von 164 Mio m³. Die bei der Aussolung angefallene Sole wurde in das aufgelassene Kalibergwerk Hansa im Salzstock Benthe und in das Bergwerk Hope-Adolfsglück im Salzstock Hope eingeleitet.

In der Diskussion ist zur Zeit, unwirtschaftliche Kali- und Steinsalzgruben in der Region, wie z. B. das Werk Niedersachsen-Riedel im Salzstock Wathlingen-Hänigsen (siehe Kap. 5.2.4.8) als Untertagedeponien für Schadstoffe zu nutzen. Vor einer solchen Nutzung sind umfangreiche Sicherheitsanalysen zu erarbeiten und auch Wirtschaftlichkeitsüberlegungen anzustellen. Es können nur solche Gruben genutzt werden, die über ausreichend offene, nicht mit Versatz gefüllte Abbaukammern verfügen. Kaliabbau sind meist wieder verfüllt, während Steinsalzabbau meist offen geblieben sind.

2.8 Explorations-Unternehmen und Geoforschungs-Einrichtungen in der Region

Die Rohstoffgewinnung im hannoverschen Umland zog viele Firmen an, die, obgleich die Gewinnung stark zurückgegangen ist, immer noch in der Region bestehen: Preussag, Kalichemie, BEB Unternehmen Erdgas GmbH und GECO-Prakla in Hannover, Mobil Erdgas-Erdöl, Halliburton, Celler Brunnenbau in Celle, um nur einige der größeren zu nennen. Darüber hinaus gibt es zahlreiche kleinere Kontraktoren und Consultants. Auch staatliche Institutionen, die sich mit dem Untergrund beschäftigen, haben in der Region ihren Sitz: das Bergamt in Celle, in Hannover die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung, die Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsaufgaben GGA, das Geologische Institut der Technischen Universität Hannover, die Niedersächsische Akademie der Geowissenschaften und andere. So ist ein Teil der Region auch heute noch von der Rohstoff-Wirtschaft geprägt.

2.9 Die geologische Erforschung der Region

Die geologische Erforschung der Region folgte der Rohstofferkundung. Im vergangenen Jahrhundert ging man vordringlich lithostratigraphischen und biostratigraphischen Fragen nach. Die in den Bergregionen ausstreichenden mesozoischen Schichten wurden auf ihren Fossilinhalt untersucht, die Faunen beschrieben und die Schichtenfolgen anhand der Leitfossilien gegliedert. Das galt besonders für die Schichten des Muschelkalk, des Jura und der Kreide. Wesentlich länger, bis in die 50er Jahre dieses Jahrhunderts, dauerte es jedoch, bis auch die fossilfreien Folgen, Buntsandstein und Keuper, eine Feingliederung erfuhren. Die untertägigen, bergmännischen Aufschlüsse in den Kaligruben ermöglichten auch eine Feingliederung des Zechstein, die zusammenfassend erstmals von FULDA (1938) dargestellt wurde und durch die Arbeiten von RICHTER-BERNBURG (1955) eine umfassende genetische Deutung erhielten. Die Zyklizität der Zechsteinablagerungen wurde erkannt und insgesamt 4 Großzyklen ausgehalten. Durch die verstärkte Bohrtätigkeit nach Kohlenwasserstoffen seit Beginn der 30er Jahre wurden auch im Flachland Untersuchungen der mesozoischen Schichtenfolge möglich. Besonders der Einsatz der Mikropaläontologie und der geophysikalischen Bohrlochmessverfahren, damals als „elektrisches Kernen“ bezeichnet, das eine lithostratigraphische Korrelation zwischen verschiedenen Bohrlöchern auch ohne teuer zu gewinnendes Kernmaterial ermöglichte, brachten eine Fülle neuer stratigraphischer Erkenntnisse. In diesem Zusammenhang sind besonders die Namen von Wicher, Hiltermann, W. Koch, Hecht, Riedel u. a. zu nennen.

Strukturelle Vorstellungen entwickelten sich jedoch langsam. Viele Irrwege wurden beschritten. Die erste Strukturkarte der Region wurde 1946 veröffentlicht, eine weitere, vorwiegend auf Erkenntnissen der Reflexionsseismik beruhende Darstellung folgte 1956. Form und Innenbau der Salzstöcke wurden durch den fortschreitenden Kalibergbau und die Erdölprospektion an den Rändern und in den Dachbereichen dieser Strukturen immer besser bekannt. Die Strukturen der Berglandgebiete erschlossen sich durch die Oberflächenkartierung nur mühsam. Erst als zu Beginn der 80er Jahre dieses Jahrhunderts im Zuge der Prospektion auf Erdgas auch in Südniedersachsen regionale reflexionsseismische Vermessungen durchgeführt wurden, erkannte man den komplexen Internbau der ehemals als einfache Mulden oder Sättel angesehenen Strukturen. Der strukturelle Bau der Region ist in Form von Tiefenlinienplänen ausgewählter geologischer Horizonte in dem 1996 erschienenen Kartenwerk „Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1:300 000“ (BALDSCHUHN, FRISCH & KOCKEL 1996) zusammenfassend dargestellt worden.

Das Stadtgebiet von Hannover wurde im Zuge des Stadtbahnbaues und der damit verbundenen Bohrungen und Tunnelbauten sehr genau untersucht. Die Ergebnisse sind in dem „Eilenriede-Band“ der Naturhistorischen Gesellschaft zusammengefaßt. Eine sehr junge Darstellung des Stadtbereiches erfolgte in dem Kartenwerk „Stadtkarte Hannover“ des NLFB im Jahre 1997.

3. Geographische und regionalgeologische Situation

Die Region, die der Kartenausschnitt darstellt, gliedert sich morphologisch in zwei große Einheiten: das norddeutsche Flachland im N und das Leine- bzw. Weserbergland im S. Das Flachland, oder auch die Norddeutsche Tiefebene, läßt sich wieder in einen südlichen und einen nördlichen Teil unterscheiden, getrennt annähernd durch den Verlauf der Autobahn A 2. Nördlich der Autobahn erstreckt sich das mit einer mächtigen Schicht quartärer, eiszeitlicher Ablagerungen bedeckte Gebiet, in dem fast keine Oberflächenaufschlüsse mesozoischer oder tertiärer Gesteine vorhanden sind. Geschiebelehm in Grund- und Endmoränen sowie Schmelzwassersande der vorletzten, der Saale-Vereisung, überdecken

flächenhaft die mesozoischen Gesteine. Dementsprechend kärglich sind auch die Böden, die ursprüngliche Besiedelung ist dünn. In den Flachlandbereichen südlich der Autobahn herrscht eine Lößbedeckung vor, die Böden sind wesentlich fruchtbarer und die Siedlungsdichte ist entsprechend hoch.

Politisch gehörte die dargestellten Region verschiedenen Einheiten an. Zentrum war das alte Fürstentum Calenberg. Von N her reicht ein Stück des alten Fürstentums Lüneburg in den Blattbereich, im E das alte Fürstentum Braunschweig-Wolfenbüttel mit seiner Hauptstadt Celle, im W werden noch Teile der Grafschaft Schaumburg-Lippe mit der Residenzstadt Stadthagen und dem Steinhuder Meer mit erfaßt.

Regionalgeologisch ist die Region Teil des Norddeutschen Beckens, das wiederum Teil des ausgedehnten, sich von der englischen Ostküste bis an den Bug in Ostpolen erstreckenden zentraleuropäischen Beckens ist. Die Nordbegrenzung dieses zentraleuropäischen Beckens ist durch das Mid North Sea High, das Ringköbing Fünen-Hoch in Süd-Jütland und die Osteuropäische Tafel nordöstlich von Kolberg, Warschau und Lublin gegeben. Seine Südgrenze bilden das London-Brabanter Massiv in Südengland, Belgien und den südlichen Niederlanden im W und die Sudeten im SE. Im Mittelabschnitt ist die Grenze dieses Beckens diffus. Im Oberperm und in der Trias waren das Thüringer Becken und große Teile der Hessischen Senke noch in das zentraleuropäische Becken mit einbezogen. Das Becken war ein zwar differenzierter, aber doch zusammenhängender Sedimentationsraum, in dessen Teilen sich die Schichtenfolgen sehr gut miteinander vergleichen lassen.

Das Niedersachsen-Becken, in dessen mittleren Teil die Hannover-Region liegt, ist ein Teil dieses großen Norddeutschen Beckens, das sich als individuelle Groseinheit erst mit dem Beginn des Jura, besonders aber während des Oberjura und der Unterkreide entwickelte und während der Oberkreide seine letzte Überprägung erfuhr. Im N wird dieses Niedersachsen-Becken durch das Allertal-Lineament von der Pompeckj-Scholle getrennt. Das Allertal-Lineament, das aus einem komplexen Störungsbündel im prä-oberpermischen Sockel und über diesen Störungen sitzenden kompliziert gebauten, perlschnurartig angeordneten Strukturen markiert ist, zieht sich in WNW-Richtung von Helmstedt und Wolfsburg über Gifhorn und Celle bis zur Weser westlich von Verden. Die Ostbegrenzung des Niedersachsen-Beckens verläuft in NNE-Richtung von Goslar bis westlich Wolfsburg. Im W reicht das Niedersachsen-Becken über die Weser hinaus bis an die Niederländische Grenze und umfaßt auch die Grafschaft Bentheim. Seine Nordgrenze bilden das Rehder Moor-Oythe-Lineament und das Goldentsedt-Blenhorst-Lineament, die Südoldenburg südlich von Cloppenburg in WNW-Richtung durchziehen. Die Südgrenze des Niedersachsen-Beckens ist nur westlich der Weser klar erkennbar. Sie wird durch den Gebirgszug des Teutoburger Waldes (Osning-Lineament) markiert.

Östlich der Weser ist die Südbegrenzung des Niedersachsen-Beckens nicht scharf markiert. Ein Teil der Begrenzung wird vom Hameln-Elfas-Salzderhelden-Lineament gebildet, das die Solling-Scholle im NE von der Hilsscholle trennt.

Die Hannover-Region liegt fast vollständig im Bereich des mittleren und östlichen Niedersachsen-Beckens, das von seinem westlichen Teil durch das NW-streichende Steinhuder Meer-Lineament getrennt wird (siehe Abb. 1 und 2). Das mittlere und östliche Niedersachsen-Becken gliedert sich wiederum in Einzelschollen, die in sich einheitlich aufgebaut sind und durch weitere Lineamente im Sockel begrenzt werden. Die Namen und die Lage dieser Einzelschollen sind aus Abb. 2 zu entnehmen. Obwohl alle diese Schollen insgesamt dem Niedersachsen-Becken angehören und deshalb weitgehend eine ähnliche Entwicklungsgeschichte während des Mesozoikum und Känozoikum durchlaufen haben, sind im einzelnen doch erhebliche Unterschiede im Schichtaufbau und in der Mächtigkeitentwicklung zu verzeichnen.

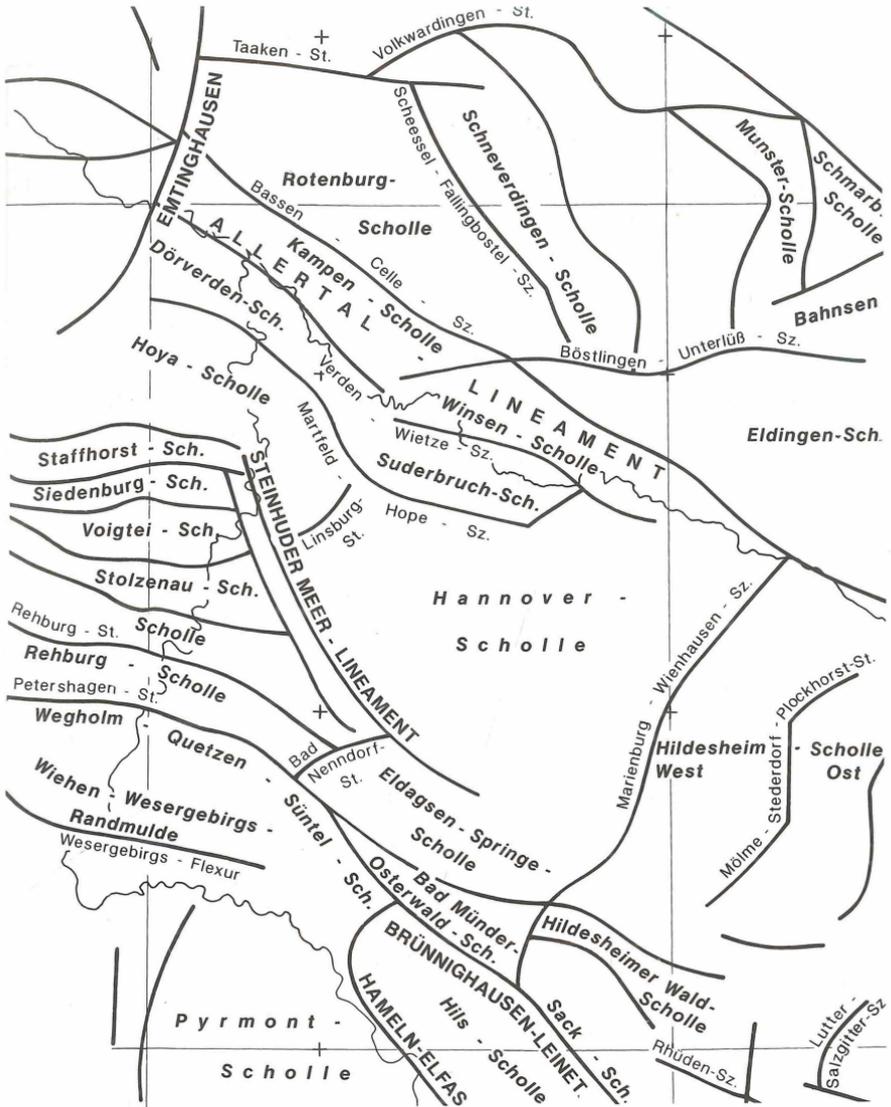


Abb. 2: Sockelschollen und Sockelfugen, 1:500000

4. Paläogeographische und strukturelle Entwicklung der Region Hannover während des jüngeren Paläozoikum, Mesozoikum und Tertiär

4.1 Karbon

Nur wenige Tiefbohrungen in der Region haben ältere Schichten als das Perm erreicht (Husum, Schneeren, Hämelerwald, Giesen, Texas, Lehrte). Deshalb stößt die Darstellung des Präpermischen Untergrundes auf gewisse Schwierigkeiten. Aber Erkenntnisse aus

Tab. 1: Stratigraphische Begriffe in der Region Hannover
Alter und Dauer in Millionen Jahren (Ma) nach MENNING 1997

Alter der Basis	Epoche	Stratigraphische Einheit	Symbol	Dauer im Ma	Wichtige Ereignisse
1,8 Ma	Quartär	Quartär	(q)	1,8	⇐ Vereisungen
24 Ma	Neogen (Jungtertiär)	Pliozän	(tpl)	3,5	⇐ Kippung und
		Miozän	(tmi)	18,5	⇐ Abtragung
65 Ma	Paläogen Alttertiär)	Oligozän	(tol)	10	
		Eozän	(teo)	21	⇐ Abtragung
		Oberpaläozän	(tpao)	6,1	⇐ Abtragung
		Dan	(td)	4	
99 Ma	Oberkreide	Maastricht	(krma)	6,3	⇐ Abtragung
		Campan	(krca)	12,2	⇐ Inversion
		Santon	(krsa)	2,3	⇐ im Nieder-
		Coniac	(krcc)	3,2	⇐ sachsenbecken
		Turon	(krt)	4,5	
		Cenoman	(krc)	5,4	
144 Ma	Unterkreide	Alb	(krl)	13,3	
		Apt	(krp)	8,8	⇐
		Barrême	(krb)	6	⇐
		Hauterive	(krh)	5	⇐ Rifting
		Valangin	(krv)	5	⇐ im
159 Ma	Oberjura (Malm)	Berrias = Wealden	(Wd)	7,2	⇐ Niedersachsen-
		Serpulit	(joS)	6,6	⇐ becken
		Münder Mergel	(joM)		⇐
		Eimbeckhäuser P.-K.	(joE)		⇐
		Gigas-Schichten	(joG)	3,4	⇐
		Kimmeridge	joKI)		
180 Ma	Dogger (Mittlerer Jura)	Korallenoolith	(joK)	5,3	⇐ Rifting
		Heersumer Sch.	(joH)		
180 Ma	Dogger (Mittlerer Jura)	Callovium	(jmcl)	5	⇐ Blockbewe-
		Bathonium	(jmbt)	4,8	⇐ gungen
		Bajocium	(jmbj)	7,3	⇐ im
		Aalenium	(jmal)	3,6	⇐ Niedersachsen-
206 Ma	Lias (Unterer Jura)	Toarcium	(jutc)	9,5	⇐ becken
		Pliensbachium	(jupl)	5,7	⇐
		Sinemurium	(jusi)	6,6	⇐
		Hettangium	(juhe)	3,8	⇐

Tab. 1: (Fortsetzung)

Alter der Basis	Epoche	Stratigraphische Einheit	Symbol	Dauer im Ma	Wichtige Ereignisse
231 Ma	Keuper	Rhät	(ko)	25	
		Steinmergelkeuper	(km4)		
		Oberer Gipskeuper	(km3)		⇐ Rifting
		Schilfsandstein	(km2)		
		Unterer Gipskeuper	(km1)		⇐ Rifting
		Lettenkeuper	(ku)		
240 Ma	Muschelkalk	Ob. Muschelkalk	(mo)	9	
		Mittl. Muschelkalk	(mm)		⇐ Rifting
		Unt. Muschelkalk	(mu)		
251 Ma	Ob.Buntsandstein	Röt	(so)	11	
	Mittl. Buntsandstein	Solling-Folge	(smS)		
		Hardeggen-Folge	(smH)		⇐ Rifting
		Detfuth-Folge	(smD)		
		Volprieausen-Folge	(smV)		
		Quickborn-Folge	(smQ)		
	Unt. Buntsandstein	Bernburg-Folge	(suB)		
Calvörde-Folge		(suC)			
258 Ma	Zechstein	Mölln-Zyklus	(z7)	7	
		Friesland-Zyklus	(z6)		⇐ Rifting
		Ohre-Zyklus	(z5)		
		Aller-Zyklus	(z4)		
		Leine-Zyklus	(z3)		
		Staßfurt-Zyklus	(z2)		
		Werra-Zyklus	(z1)		⇐ Rifting
300 Ma	Rotliegend	Oberrotliegend	(ro)	42	⇐ Beckenbildung
		Unterrotliegend	(ru)		⇐ Vulkanismus
326,3 Ma	Oberkarbon	Stefan	(cst)	26,5	⇐ Variszidenfaltung
		Westfal	(cw)		⇐ Saum-
		Namur	(cn)		⇐ tiefen-
353,8 Ma	Unterkarbon	Dinant	(cd)	27,5	⇐ entwicklung

Nachbargebieten im W und S, im Harz und Flechtinger Höhenzug helfen, ein einigermaßen kohärentes Bild für den Zeitraum Unterkarbon bis Stefan zu entwerfen.

Im Unterkarbon (Dinant) lag die Region im Bereich der Varistischen Saumtiefe, einem SW–NE bis W–E-streichenden Senkungsraum, der sich nördlich vor den sich auffaltenden Ketten des Varistischen Gebirges eintiefte. Im Devon hatte im S ein Ozean gelegen, der sogenannte Rheinische Ozean mit ozeanischer Kruste, die aber im Verlauf des Oberdevon unter dem Armorikanischen Kontinent verschluckt (subduziert) wurde. Es blieb eine Narbe (Sutur), die sich vom südlichen Hunsrück im W bis in den SE-Harz im E (Wippra) verfolgen läßt. Nach der Schließung dieses Ozeans und dem Zusammenstoß des Armorikanischen Südkontinents mit dem Eurasischen Kontinent im N tiefte sich auf dem nördlichen Schelf des alten Ozeans die Saumsenke ein. In einem sauerstoffarmen bis -freien Milieu lagerten sich darin zuerst Stillwasser-Sedimente von geringer Mächtigkeit ab, schwarze Alaunschiefer und schwarze Kieselschiefer. Im späteren Verlauf des Dinant wurden dann von dem von S herandrängenden Armorikanischen Kontinent Schlamm-Olisthostrome (Wildfisch) und Trübeströme (Fisch) in das Stillwasserbecken geschüttet. Diese Sedimente liegen heute als wilde brockenreiche Rutschmassen und Grauwacken (Harzer Grauwacken) vor und können im Unterharz und im Oberharz besichtigt werden.

Die Flyschfächer mit ihren Sanden stießen im Verlauf des tiefen Oberkarbon (Namur A) immer weiter nach N vor und erreichten die Gegend um Berlin. Die Saumtiefe senkte sich weiter ein, ihre Achse wanderte nach N. Sie wurde im Laufe des Namur von N wie von S her mit klastischen Sedimenten vollgefüllt und landfest. Gewaltige, verzweigte und verwilderte Flüsse lagerten ihre z. T. grobe Sedimentfracht in der Senke ab, zwischen den Flußarmen breiteten sich Sümpfe mit dichtem Pflanzenbewuchs aus. Die ersten Kohleflöze entstanden so bereits im hohen Namur (Namur C). Nur gelegentlich wurde diese riesige, von England bis Ostpolen reichende Deltaebene vom Meer überflutet. Diese marinen Horizonte, die sich durch Ammonoiten (Goniatiten) auszeichnen, dienen als Zeitmarken und zur Korrelation über weite Distanzen. Im Westfal änderte sich zunächst nichts, der Boden der Saumtiefe senkte sich immer rascher ein und immer mehr fluviatile Sedimente und Kohlen wurden abgelagert. Im höheren Westfal C änderte sich das Klima. Der neu entstandene Kontinent Gondwana driftete aus der Äquator-Region in den Bereich des Wendekreises des Krebses. Das Klima wurde trocken und immer wüstenhafter. Der Pflanzenwuchs und damit die Kohlebildung gingen stark zurück, rote Wüstensedimente dominierten. Insgesamt wurden in der Saumtiefe die ungeheuren Mächtigkeiten von 1500 m Namur und >2000 m Westfal abgelagert.

Im Westfal D erreichte die Faltung, die im Dinant von der ozeanischen Narbe im S ausgegangen war, auch den Nordrand der Saumtiefe. Die karbonischen Sedimente wurden verfaltet, die dinantischen Schwarzschiefer bildeten einen Abscherungshorizont, auf dem das Oberdevon wie eine Tischdecke in flachgründige, wurzellose Falten geschoben wurde. Ein recht niedriges Gebirge entstand, das schnell abgetragen und eingerumpft wurde.

Unter der Hannover-Region sind diese eingerumpften Falten der Saumtiefe noch schwach zu erkennen, vor allem an dem unterschiedlichen Alter der unter dieser Einebnungsfläche nachgewiesenen Karbonschichten. In den Sattelzonen findet sich älteres Westfal bis Namur unter der Fläche, in den Muldenregionen hat sich jüngeres Westfal (C + D) erhalten. Die Grenze, an der gegen SE kein Westfal mehr vorhanden ist, verläuft annähernd durch Lehrte in SW-NE-Richtung. Dies ist für die Erdgas-Prospektion von Bedeutung, da das Erdgas aus den Kohlenflözen des Westfal stammt und deshalb südöstlich der genannten Linie kaum noch mit Erdgaslagerstätten zu rechnen ist.

Das Stefan mit seinen roten Wüstensedimenten deckte die gefaltete Saumsenke zu. Es entstand ein neues paläogeographisches und strukturelles Muster. Die Saumtiefe war verschwunden und die Konfiguration des mesozoischen Ablagerungsraumes wurde zum ersten Mal in Andeutungen sichtbar.

4.2 Rotliegend

Im höheren Stefan und vor allem im Unterrotliegend setzte eine Phase starker vulkanischer Aktivität ein. Besonders im östlichen Niedersachsen östlich Braunschweig, im Flechtlinger Höhenzug und in Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern kam es entlang neu entstandener Bruchzonen, die das konsolidierte und gefaltete Karbon vorwiegend in NNE-Richtung durchzogen, zu gewaltigen Eruptionen, die basische (basaltische), intermediäre (andesitische) und saure (rhyolitische) Laven und Schmelztuffe (Ignimbrite) an die Erdoberfläche förderten. Lavaströme stapelten sich bis zu 2000 m Dicke übereinander. Wahrscheinlich sind auch Sprengkrater (Calderen) im Braunschweiger Raum entstanden. Nicht bis an die Oberfläche kamen die Füllungen der großen Magmenkammern, in denen die Granitplutone des Brockens, des Rambergs und von Velpke erstarrten.

Die magmatische Phase endete im tiefen Oberrotliegend. Nun begann die eigentliche Einsenkung des Norddeutschen Beckens. Zuerst sank die Havel-Müritz-Senke ein, später verlagerte sich das Subsidenzzentrum in den Unterelberaum und die innere Deutsche Bucht. Wüstensedimente wurden durch Wadis von S her in diese Senkungsräume transportiert, Dünensande lagerten sich in neu entstehenden Gräben und in den Wadis ab. Im höheren Oberrotliegend entwickelte sich im südlichen Schleswig-Holstein, im Unterelberaum und in der deutschen Bucht ein großer Salzsee, der von Playa- und Sabkha-Sedimenten gesäumt war. Im Salzsee selbst wurden rote Tonsteine und zahlreiche Steinsalzhorizonte abgelagert. Die Strandsande am Südufer dieses Salzsees in Osthannover, die sandigen Wadi-Sedimente und die Dünensande sind die wichtigsten Speicherhorizonte für das niedersächsische Erdgas.

4.3 Zechstein

Das Oberperm beginnt mit der Ingression, der langsamen und undramatischen Überflutung des Nordeuropäischen Beckens aus dem arktischen Raum heraus. Über einem basalen Konglomerat von nur wenigen Meter Mächtigkeit liegt der Kupferschiefer, ein mariner, sapropelitischer, im anoxischen Milieu gebildeter, nur 25 cm mächtiger Tonstein, der primär erhöhte Gehalte an Edelmetallen, Kupfer, Blei und Zink enthält. Örtlich ist dieser Kupferschiefer epigenetisch, also nach seiner Ablagerung, durch aufsteigende sulfidführende Wässer stärker vererzt, so daß hier Bergbau umgehen konnte, vor allem am Südrand des Harzes (Mansfeld, Sangerhausen) und in Hessen (Sontra). Diese Reicherzonen enthalten bis zu 2% Cu, sind aber unter den heutigen Bedingungen nicht mehr wirtschaftlich abzubauen.

Über dem Kupferschiefer lagert der rund 10 m mächtige Zechsteinkalk, der ebenfalls noch marine Fossilien enthält. Darüber folgt der Werra-Anhydrit. Er ist im Becken geringmächtig. An den südlichen Beckenrändern, im Emsland, in Süd-Oldenburg, entlang der Mittelweser zwischen Nienburg und Hameln, am Südwest-Harz bei Osterode und am Südrand zwischen Walkenried und Nordhausen schwillt der Werra-Anhydrit auf >200 m an und bildet den sogenannten Anhydritwall. Die verstärkte Anhydrit-Sedimentation an den Beckenrändern führte zur Ausbildung eines submarinen Reliefs mit einem randlichen, sehr flachen, im Gezeitenbereich liegenden Schelf und einem stark eingetieften, >200 m tiefen zentralen Becken. Auf dem Schelf kam es in der mittleren Werra-Zeit zur Bildung flacher Salzlagunen, so im südlichen Emsland, in Süddoldenburg und im Werra- und Fulda-Kalirevier. In diesen flachen Lagunen war die Eindampfung so stark, daß auch Kalisalze ausfallen konnten, die wertvolle Lager – die Flöze Thüringen und Hessen – bilden. Im Becken selbst kam es, zumindest im Westteil, nicht zur Salzausscheidung. Übergedeckt werden die Werra-Salze durch den oberen Werra-Anhydrit.

Ein neuer Meeresvorstoß aus der Arktis leitete den zweiten Zyklus des Zechstein ein. Der Hauptdolomit formte das von der Werra-Anhydrit-Sedimentation gebildete Relief nach.

Auf dem Schelf lagerten sich lagunäre bis intratidale Karbonate ab, am Hang gegen das zentrale Becken wurden Kalkoide und andere karbonatische Klastika in Form von Trübeströmen in das Becken hinein verfrachtet. Am oberen Hang sind diese Karbonat-Detrite am mächtigsten. Hier stellen sie mit ihrer später entstandenen hohen Permeabilität ausgezeichnete Erdgasspeichergesteine dar, auf die besonders im Südoldenburger und Sulinger Raum erfolgreich prospektiert wurde. Im Becken wurden zur gleichen Zeit geringmächtige, stark bituminöse Karbonate und Tonsteine, die „Stinkkalke“ und „Stinkschiefer“ abgelagert, die in begrenztem Umfang Erdölmuttergesteinscharakter haben. Der Hauptdolomit wird vom Basalanhydrit übergedeckt.

Darüber folgte das Staßfurt-Steinsalz, eine bis zu 600 m mächtige Folge sehr reinen Steinsalzes, das nur über dem ehemaligen Schelf geringmächtiger ist (<200 m). Im hohen Teil dieser Steinsalz-Serie findet sich das Kaliflöz Staßfurt, das entweder aus Carnallit oder aus Hartsalz bestehen kann. Viele der norddeutschen Kaligruben haben dieses Flöz ausgebeutet. Das Staßfurt-Steinsalz glich das ehemals bestehende submarine Relief fast vollständig aus, die starke Übertiefung des Beckenzentrums wurde dadurch beseitigt.

Eine erneute marine Überflutung leitete mit dem unteren grauen Salzton den dritten Zechstein-Zyklus, den Leine-Zyklus ein. Über dem grauen Salzton folgt randlich das Karbonat des dritten Zyklus, der Plattendolomit, im Beckenzentrum vertreten durch ein magnesitreiches Band. Darüber lagert der Hauptanhydrit, der Anhydrit des 3. Zyklus, gefolgt von den Leine-Haliten. Diese sind nicht so rein wie der Staßfurt-Halit, sondern enthalten sehr viele anhydritische Zwischenmittel sowie örtlich, besonders im hannoverschen Raum, mehrere Kali-Flöze – das Flöz Riedel, das Flöz Ronnenberg und örtlich das Flöz Albert. Diese Flöze bestehen bevorzugt aus dem kaliumreichen Sylvinit. Sie waren das Ziel der Bergbauaktivitäten in der Hannover-Region.

Über dem Leine-Zyklus folgen noch der Aller-Zyklus, der Ohre-Zyklus und im Zentrum des Beckens, im Untereiberaum und der Deutschen Bucht, der Friesland- und Mölln-Zyklus. Sie enthalten keine marinen Karbonate mehr, nur noch Tonsteine, Anhydrite und Steinsalz mit gelegentlichen Kalisalz-Einschaltungen.

In der Hannover-Region findet sich der Zechstein mit seinen 5 bis 6 Zyklen im allgemeinen nicht mehr in seiner ursprünglichen Lage. Vielmehr sind die Salze, also vom Staßfurt-Salz bis zum Ohre-Salz halokinetisch zusammengeströmt und bilden heute Salzkissen. Oder sie stiegen dank der geringeren Dichte gegenüber den Deckschichten in hohen Salzstöcken mehrere Kilometer auf. Die Lagerungsverhältnisse im Inneren dieser Salzstöcke sind äußerst kompliziert, wie der durch die Gruben Niedersachsen und Riedel gut erschlossene Salzstock Wathlingen-Hänigsen zeigt (Abb. 43).

4.4 Buntsandstein

Über dem damals noch nicht halokinetisch mobilisierten Zechstein kam es mit Beginn des Mesozoikums im Unteren Buntsandstein zu erneuter Ablagerung von terrestrisch-fluviatilen und limnischen Sedimenten. In einem trockenen Wüstenklima transportierten ephemere Flüsse von S aus Hessen große Mengen von Sanden und Tonen heran, die dann in einem leicht übersalzten See im zentralen Niedersachsen und im südlichen Schleswig-Holstein abgelagert wurden. Dieser See war größer als der Salzsee des Oberrotliegend und dehnte sich wohl teilweise bis zum Solling nach S aus. Im Unteren Buntsandstein herrschen Tonsteine vor, denen karbonatisch-oolithische Horizonte – die sogenannten Rogensteine – zwischengelagert sind. Diese Rogensteine sind über das ganze Becken hin zu verfolgen und bilden gute Leithorizonte. Kleinzyklizität ist überall nachzuweisen, was auf Spiegelschwankungen des Sees hindeutet. Im Mittleren Buntsandstein bestanden die beschriebenen ökologischen Verhältnisse fort. Der Mittlere Buntsandstein gliedert sich in fünf Großzyklen, die jeweils über einer Diskordanz mit einem basalen Sandstein beginnen,

darüber lagert eine Sandstein-Tonstein-Wechselfolge und jeder der Zyklen schließt mit vorwiegend tonigen Sedimenten ab. Diese Großzyklen, die jeweils in zahlreiche Kleinzyklen gegliedert werden können, werden von unten nach oben als Quickborn-Zyklus (Folge oder Formation), Volpriehausen-Zyklus, Detfurth-Zyklus, Hardeggen-Zyklus und Solling-Zyklus benannt.

Vor der Ablagerung der Solling-Folge kam es zu den ersten bedeutenden mesozoischen Bewegungen in NW-Deutschland. Der große Gondwana-Kontinent, der sich nach der varistischen Faltung gebildet hatte, und der alle heute vereinzelt Kontinente einschließlich der Antarktis umfaßte, begann auseinanderzubrechen. Nordamerika versuchte, sich von Eurasien zu lösen, und es entstanden große Riftsysteme, z. B. in der zentralen Nordsee oder in Schleswig-Holstein. Diese Riftbewegungen führten jedoch in keinem Falle zur Bildung eines neuen Ozeans, des Atlantik, sonst läge Husum heute in Amerika. Auch wurden die Riftbewegungen nicht von Vulkanismus begleitet. Im Zuge dieser Riftbewegungen kam es auch an anderen Störungen zu Vertikalbewegungen, so am Allertal-Lineament, am Steinhuder Meer-Lineament und an der Marienburg-Wienhausen-Störungszone. Man erkennt diese frühen Bewegungen an den Mächtigkeitenunterschieden z. B. des Schichtabschnittes Volpriehausen-Hardeggen zu beiden Seiten einer solchen syndementär wirksamen Störung. An der Marienburg-Wienhausen-Störung z. B. senkte sich die Hildesheim-Scholle gegenüber der Hannover-Scholle relativ stärker ab, daher wurden im Osten größere Mächtigkeiten abgelagert.

Die Solling-Folge mit ihrem basalen Sandstein überdeckte die Rifts, Gräben und Halbgräben, die während der jüngeren Hardeggen-Zeit entstanden waren. Kartiert man die Schichten aus, die unter der basalen Solling-Diskordanz, der sogenannten „H“-Diskordanz erhalten sind, zeigt sich ein klares Bild der vorhergegangenen Bewegungen. Auf den ehemaligen Horsten oder Grabenschultern lagert die Solling-Folge der Detfurth-, der Volpriehausen-Folge oder dem Unteren Buntsandstein, manchmal, im Braunschweiger Raum, sogar unmittelbar dem Zechstein auf. In den Gräben sind höhere Buntsandsteinfolgen wie die Hardeggen-Folge noch weitgehend erhalten.

Die paläogeographische Konfiguration der Solling-Folge war anders als die der älteren Buntsandstein-Zyklen. Von S wurde Sediment aus dem hessischen Raum und im Solling durch Flüsse herangeführt, die in eine Lagune mündeten, die auch im hannoverschen Raum bestand. In dieser Lagune wurden zeitweise anaerobe dunkle Tonsteine abgesetzt, die recht hohe Schwermetallgehalte (Arsen, Uran und andere) aufweisen. Davor im Norden lag, ungefähr dem Allertal-Lineament folgend, eine schmale Sandbarre mit dem Dötlingen-Sandstein, der die Lagune im N begrenzte. Nördlich dieser Sandbarre lag das Bekentiefste, in dem nur rote Tone abgelagert wurden.

Der Solling-See – Lagune, Barre und Becken – wurde mit Beginn des Oberen Buntsandstein in einen großen Salzsee umgewandelt. Bis zu 100 m Steinsalz wurden im basalen Röt ausgeschieden. Nur an den Rändern, z. B. in Südoldenburg, fehlt das Salz und wird durch Anhydritlagen ersetzt. Das höhere Röt ist tonig mit nur vereinzelt Anhydrit- und Quarzit-Lagen. Letzte zeigen eine kurzfristige Änderung des ariden Klimas hin zu einem mehr humiden Einfluß an.

4.5 Muschelkalk

Mit Beginn des Muschelkalk strömte aus dem Mittelmeerraum, in dem sich ein offenes Meer, die „Tethys“ befand, über eine Meeresstraße im Bereich des heutigen Krakau Meerwasser in das Norddeutsche Becken. Es kam zur Sedimentation von Flachwasserkalken, dem sogenannten Wellenkalk. Dieser ist in zahlreichen Aufschlüssen im Weser- und Leinebergland zu besichtigen. Charakteristisch für den Wellenkalk sind die zahlreichen Spurenfossilien, hervorgerufen von Wattwürmern, die man unter dem Sammelnamen Rhizocorallium kennt.

Im Mittleren Muschelkalk veränderte sich das Klima erneut hin zur Aridität und im Norddeutschen Becken entstand ein Salzsee mit bis zu 6 Steinsalz-Lagern, die heute eine Gesamtmächtigkeit von rund 70 m haben. Zwischengeschaltet sind Dolomite und Anhydritlagen.

Zu Beginn des Oberen Muschelkalk öffnete sich erneut ein Zugang zur Tethys, dem alten Mittelmeer, diesmal allerdings im Südwesten, durch die Burgundische Pforte bei Belfort. Erneut wurde das Norddeutsche Becken von Meerwasser überflutet. Seelilien und Ceratiten, frühe Ammoniten, konnten sich ansiedeln. Die Schichten des Oberen Muschelkalk gliedern sich in den unteren Trochitenkalk – genannt nach den Stielgliedern der Seelilien – und die Ceratitenschichten oder Tonplatten. Sammlern sind die Aufschlüsse in diesem Teil der triassischen Schichtenfolge eine Freude.

Die Bewegungen, die man für die Zeit des Buntsandstein an den großen Sockelstörungen und Lineamenten nachweisen kann, gingen auch im Röt und Muschelkalk weiter, allerdings nicht mit der gleichen Intensität. Nur an wenigen Stellen sind synsedimentäre Mächtigkeitsunterschiede im Muschelkalk wirklich nachweisbar, wie an den Rändern des Glückstadt-Rifts in Schleswig-Holstein.

4.6 Keuper

Der Untere Keuper begann mit einer weitgehenden Verlandung des Norddeutschen Beckens. Fluviale Sandsteine und Kohleflöze kamen zur Ablagerung. Das Klima hatte sich gegenüber dem Mittleren Muschelkalk entschieden verbessert und erlaubte einen recht üppigen Pflanzenwuchs (vor allem Nadelhölzer).

Zu Beginn des Mittleren Keuper, im Unteren Gipskeuper, wurde es wieder arider. Riesige Sabkha- und Playa-Ebenen breiteten sich aus, auf denen neben Tonsteinen auch Gips und Steinsalz abgeschieden wurde. Nach einer kurzen Episode im Mittleren Mittelkeuper, während der der Schilfsandstein vom Fennoskandischen Schild aus dem N in einem verflochtenen riesigen Flußsystem bis nach Süddeutschland transportiert wurde, setzte sich das trockene und heiße Milieu im Oberen Gipskeuper fort. Wieder kam es zur Bildung von Salzlagern.

Der Mittlere Keuper war eine Zeit starker tektonischer Unruhe, stärker noch als die Hardegen-Zeit. Die alten, im Buntsandstein oder noch eher angelegten Rifts und die meisten anderen großen Sockelstörungen und Lineamente bewegten sich erneut, die Schollen driften weiter auseinander. Die Gräben wurden rasch mit salzführenden Playa- und Sabkha-Sedimenten aufgefüllt, die Grabenschultern wurden abgetragen. Die Salzlager in den Rifts erreichten erhebliche Mächtigkeiten. Im Gegensatz zu den Zechsteinsalzlagern sind in ihnen keine Kalisalze und nur wenige Anhydritlager eingeschaltet. Sie sind sehr geeignete Wirtshorizonte für die Anlage untertägiger Deponien und Kavernenspeicher. Die Zerrungsbewegungen waren so stark, daß die Deckschichten über dem Zechsteinsalz zerbarsten und aufrissen. Das Salz, das ja eine geringere Dichte hat als sein Deckgebirge, floß entlang der sich öffnenden Spalten nach oben und bildete riesige Salzstöcke, bevorzugt im Emsmündungsgebiet, in der deutschen Nordsee, in Schleswig-Holstein (Glückstadt-Graben), in Osthannover und zwischen Braunschweig und Gifhorn.

Am Ende der Oberen Gipskeuperzeit hörten die starken Zerrungsbewegungen überall weitgehend auf. Der Steinmergelkeuper, eine dolomitführende Playa-Tonstein-Abfolge, überdeckte auch die Grabenränder und wurde selbst kaum noch in die Riftbewegungen einbezogen.

Eine erneute Meeresingression ist mit Beginn des Rhät, des Oberen Keuper, zu erkennen. Brackische und marine Muscheln wie die berühmte *Avicula contorta* ermöglichen eine biostratigraphische Korrelation mit dem marinen Tethysraum. Von N und NE sowie von SE

wurden mächtige brackische Deltafächer mit Sandschüttungen im Unter- und Mittelrhät in das Nordwestdeutsche Becken vorgebaut. Diese Sande erreichten auch den Blattausschnitt im NE und SE. Die Mittelrhät-Sandsteine vertonen jedoch gegen S und W und erreichen gerade noch den Raum Thönse. Die Rhätsandsteine sind gute Erdöl- und Erdgasspeicher. Das Erdgasfeld Thönse fördert u. a. aus ihnen. Auch als Aquifere zur Nutzung geothermischer Energie sind sie sehr geeignet. Z. B. wird in der Versuchsanlage Neustadt-Glewe in SW-Mecklenburg über 80° heißes Wasser aus diesen Sandsteinen gewonnen.

4.7 Lias

Mit dem Lias hatte sich das Meer vollständig das Nordwestdeutsche Becken zurückerobert. Im westlichen Niedersachsen, auch in unserem Blattgebiet, herrschen durchweg dunkelgraue bis schwärzliche Tonsteine vor, während weiter im E, gegen Braunschweig und Helmstedt hin, noch der Einfluß eines östlichen Landgebietes zu spüren ist. Sandschüttungen, Lumachellen und andere Flachwassergesteine treten dort auf, erreichen aber den hannoverschen Raum nicht immer. Von wirtschaftlicher Bedeutung sind die Sande im Hettangium, dem tiefsten Lias, als Speichergesteine in den Erdöllagerstätten Nienhagen-Hänigsen und Eddesse Nord.

Sehr einheitlich ist die Ausbildung eines geringmächtigen Horizontes im höheren Lias, im Untertoarcium. Er trägt die Bezeichnung „Posidonien-Schiefer“ nach dem Namen einer darin vorkommenden Muschel. Es ist ein feinblättriger, leicht kalkhaltiger dunkler Schieferstein, reich an Fossilien, der in anaerobem Milieu abgelagert wurde. Sein Anteil an organischer Substanz ist hoch, bis 12%. Dieser Posidonien-Schiefer ist in gleicher Ausbildung im Pariser Becken, in Südengland und in Süddeutschland (Holzmaden) anzutreffen und enthält marine Saurierreste, die den Fundort Holzmaden in Württemberg berühmt gemacht haben.

Der Posidonienschiefer ist im östlichen Niedersachsen-Becken östlich der Weser das einzige Erdölmuttergestein. Alle hier angetroffenen Erdöllagerstätten stammen von diesem sapropelitischen Horizont. Das läßt sich durch den Vergleich der Extrakte aus diesen Schiefen und den Ölen ablesen, die die gleichen organisch-geochemischen Charakteristika aufweisen. Das Muttergestein muß allerdings in die nötige Tiefe und damit in den nötigen Temperaturbereich versenkt worden sein, um aus dem Kerogen Erdöl zu generieren. Diese „Reife“ hat der Posidonienschiefer in östlichen Niedersachsenbecken im allgemeinen erreicht.

4.8 Dogger

Im tiefen Dogger wurden in das sich tektonisch teils bruchhaft, teils bruchlos ausformende östliche Niedersachsen-Becken weiterhin schwarze Tonsteine abgelagert. Von E her wurden Klastika zugeführt, die in einem Streifen in N–S-Richtung von küstenparallelen Strömungen verdriftet wurden. Besonders zwei Horizonte sind im Aalenium von wirtschaftlicher Bedeutung: der sinon- und der staufensis-Sandstein. Sie sind in den Erdölfeldern der Braunschweig-Gifhorn-Bruchzone die wichtigsten Erdölspeicher-Horizonte, sind aber auch im Blattgebiet noch von wirtschaftlicher Bedeutung (Erdölfelder Hardesse und Meerdorf). Westlich dieser Erdölfelder vertonen diese Sande.

Im höheren Dogger (Bajocium, Bathonium und Callovium) veränderte sich die gesamte paläogeographische Konfiguration des Beckens. Zu dieser Zeit brach der Nordsee-Zentralgraben als gewaltiges Rift ein und dabei wurde seine Ostschulter, die große Teile des deutschen Nordseesektors umfaßte, herausgehoben und tiefgründig abgetragen. Die erodierten Sedimente wurden in breiten Delta-Fächern von N nach S in das Niedersachsen-Becken hineingeschüttet und erreichten auch den Südrand des Beckens. Sie sind unter dem Na-

men „Suderbruch“- oder Garantianen-Sandstein, „Cornbrash“, oder Aspidoides- und Württembergica-Sandstein und Macrocephalen-Sandstein bekannt. Besonders der Cornbrash des Bathonium ist sehr kalkhaltig. Aus den deltaisichen Sanden des höheren Dogger fördern die Erdölfelder Nienhagen-Hänigsen, Suderbruch und Lehrte, Höfer und Kronsberg.

4.9 Oberjura (Malm)

Am Ende des Mittleren Jura hatte die Hebung nicht nur die gesamte deutsche Nordsee, sondern auch große Teile des nordwestdeutschen Flachlandes erfaßt. In diesem Gebiet, das im S bis zum Allertal-Lineament reichte, wurde im weiteren Verlauf tiefgründig abgetragen. Diese Abtragung war jedoch nicht allein eine Folge der epirogenen Hebung der Pompeckj-Scholle, sondern wurde auch durch eine weltweite Meeresspiegel-Absenkung im Oberen Jura und der tiefsten Kreide mit beeinflusst. Diese Spiegelsenkung verursachte auch die vollständige Abschnürung des Niedersachsen-Beckens vom Weltmeer und die Ausbildung eines Binnensees. Auf der Pompeckj-Scholle wurden im Verlauf des Oberen Jura und der tiefsten Unterkreide nur in sich stark eintiefenden Randsenken um Salztöcke limnische Sedimente abgelagert. Unmittelbar nördlich des Nordrandes des Niedersachsen-Beckens, auf der Soltau-, Rotenburg-, Schneverdingen- und Eldingen-Scholle, war die Abtragung am intensivsten und schnitt bis auf den Muschelkalk und den Keuper hinab. Die Schichten des Unteren und Mittleren Jura wurden ganz abgetragen.

Im Niedersachsen-Becken südlich vom Allertal-Lineament verstärkte sich im Gegensatz zur Pompeckj-Scholle die Subsidenz, und die Schichten des Oberjura und der tiefsten Unterkreide sind in großer Mächtigkeit erhalten. Es entwickelte sich eine starke Differenzierung des Beckens in Grabenschollen sowie in Becken oder Tröge einerseits oder Horstschollen und Schwellen andererseits. In den Hochgebieten kann der Oberjura insgesamt fehlen, abgetragen vor der Unterkreide-Transgression, oder aber primär nur lückenhaft und geringmächtig ausgebildet sein. Hochgebiete waren z.B. die Eldagsen-Springe-Scholle und die Sack-Scholle sowie die Marienburg-Wienhausen-Schwelle, unter der sich ein breites Salzkissen entwickelt hatte. Tief- bzw. Subsidenz-Gebiete waren Hannover- und Hildesheim-Scholle sowie Suderbruch- und Winsen-Scholle im N und Bad Münden-Osterwald-Scholle und Hils-Scholle im S.

Die Oberjura-Sedimentation begann mit den geringmächtigen Heersumer Schichten, die örtlich auch fehlen können. Darüber folgt im Mittleren und Oberen Oxford der Korallenoolith, mächtige oolithische Kalksteine, die in einem warmen Flachwassermilieu ähnlich dem abgelagert wurden, das heute im Umfeld der Bahamas herrscht. Die Kalke sind wichtige Rohstoffe (Straßensplitt, Kalk-Herstellung), können aber wegen ihrer Klüftigkeit auch Speichergesteinseigenschaften aufweisen. Die Erdölfelder Hohenassel und Mölme fördern aus diesem Horizont. Eisenerzflöze treten im Korallenoolith auf, die einst bei Kleinenbremen, im Schacht Konrad und bei Bad Harzburg abgebaut wurden. Heute ist der Korallenoolith als Wirtsgestein für die Aufnahme schwach- und mittelaktiver radioaktiver Abfälle in der Grube Konrad bei Salzgitter vorgesehen.

Der Kimmeridge, der den Korallenoolith überlagert, ist wesentlich toniger, enthält aber zahlreiche harte Kalkbänke. Er wurde in einem warmen Flachmeer z. T. dicht unter der Sturmwellenbasis abgelagert. Sein Fossilreichtum, besonders an Brachiopoden, lockt viele Sammler an. Einschaltungen von Anhydrit sowie das Auftreten von Zellendolomiten („Rauchwacken“) zeigen gelegentliche Hypersalinität an, es gibt aber auch Horizonte mit vorwiegend brackischen bis Süßwasser-Faunen. Die Differenzierung des Ablagerungsraumes in kleinräumige Senken und Hochgebiete ist für die Instabilität des Milieus in dieser mit dem Süddeutschen Flachmeer durch die Hessische Straße verbundenen Meeresbucht verantwortlich. Die Schichten des Oxford und Kimmeridge sind in den großen aufgelassenen Steinbrüchen am Süntel und im SW-Deister sowie an Autobahneinschnitten der A 7 südlich Hildesheim zu besichtigen.

Der höhere Oberjura ist meist weniger gut erschlossen. In den Gigas-Schichten kam es zum letzten Mal zu einer Verbindung mit den vollmarinen Meeren der Tethys. Dann schloß sich die Hessische Straße und das Niedersachsen-Becken entwickelte sich zu einem vollständig abgeschlossenen Binnensee ohne Verbindungen zu den Weltmeeren. In dem heißen Klima, das aber sehr viel feuchter war als das der Buntsandstein-Zeit und reichen Pflanzenwuchs erlaubte, kam es zu Ablagerungen hypersaliner Sedimente, zuerst von mikritischen Kalken des Eimbeckhäuser Plattenkalkes, dann auch zu Salzausscheidungen von großer Mächtigkeit in den Unteren und Oberen Münders Mergeln. Der Salzsee hatte nur geringe Tiefe, wie aus den Stromatolith-Lagen zu erkennen ist. Die Grünalgen, die diese wie Gehirnmasse aussehenden, halbkugeligen kalkigen Gebilde absonderten, brauchten zum Wachstum Sonnenlicht, das bei Wassertiefen von mehr als 40–50 m nicht mehr ausreichend vorhanden ist.

Die Zeit vom Mittelkimmeridge bis zum Oberen Münders Mergel war eine Zeit starker tektonischer Unruhen, besonders im westlichen und südlichen Teil des Niedersachsen-Bekens. Innerhalb des Beckens gliederte sich der Sockel in schmale, vorwiegend WNW-ESE-streichende Streifenschollen, über denen sich komplexe Horste und Gräben entwickelten. Auf den Horsten wurde nur gering sedimentiert. Die Ausbildung der Karbonate des höheren Oberjura zeigen Flachwassermilieu an. In den Gräben wurden mächtige Salzlager ausgeschieden, denen Tonsteine und Anhydritbänder zwischengeschaltet sind. Die Salzlager können Mächtigkeiten über 1000 m erreichen, so zum Beispiel im Bad Münders Graben. Im höchsten Oberjura, im Serpult, ließ die Grabenbildung deutlich nach, die Mächtigkeitsunterschiede zwischen Horsten und Gräben glichen sich aus.

Die internationale Jura-Kreide-Grenze läßt sich im Niedersachsen-Becken nicht genau bestimmen, da nur endemische Faunen gefunden wurden, die sich nicht mit den hochmarinen Faunen des Tethys-Raumes vergleichen lassen. Diese Grenze liegt wahrscheinlich innerhalb des Oberen Münders Mergel. Konventionell läßt man aber in Niedersachsen den Oberjura mit dem Serpult enden.

4.10 Unterkreide

An der Wende Jura/Kreide verbesserte sich das Klima, es wurde feuchter. Die Ablagerungen aus dieser Zeit nennt man konventionell „Wealden“ oder „Bückeberg-Formation“. Der salzige Binnensee im Niedersachsen-Becken wurde ausgesüßt, sein Spiegel stieg leicht an und die Ränder, besonders im N, wurden überflutet. Im östlichen Niedersachsen, östlich der Weser und damit im hannoverschen Raum, schütteten große, von S her kommende Flüsse ihre sandige Sedimentfracht in den See, an dessen Südrändern sich ausgedehnte Deltas bildeten. Diese Deltasande bauen heute die Höhenzüge von Deister, Süntel, Osterwald und Nesselberg sowie die Bückeberge und die Rehburger Berge auf. Zwischen den Deltaarmen breiteten sich Moore aus, Ursprung der Steinkohlen in der Deister, Nesselberg und Osterwald. Riesige Saurier, die die Pflanzen in diesen Mooren abweideten, platschten durch das flache Wasser des Sees, gejagt von leichtfüßigen zweibeinigen Räubern. Ihre eindrucksvollen Spuren sind im Saurierpark von Münchehagen zu besichtigen. Westlich der Weser waren die Deltaschüttungen von S her weniger bedeutend. Die Sande bildeten hier nur einen schmalen Küstensaum, der im Osning zu Tage tritt. Nördlich davor lag ein schlecht durchlüfteter Süßwassersee, in dem sich Schwarzschlämme ablagerten, die wir heute als Blätterschiefer wiederfinden. Diese an organischem Kohlenstoff reichen Tonsteine bilden das zweite Erdölmuttergestein in Niedersachsen, aus dem sich die Erdölfelder im Emsland speisen. Die Einsenkung des Niedersachsen-Beckens, dieses komplexen Grabenbeckens, ging ohne Unterbrechung weiter. Das nördliche Hochgebiet, die Pompeckj-Scholle, verblieb weiterhin landfest bis auf einige kleinere und isolierte Tümpel, z. B. bei Elmshorn in Schleswig-Holstein.

Im weiteren Verlauf der Unterkreide stieg der Meeresspiegel weltweit an und es kam zur Überflutung Nordwestdeutschlands, die im Valangin begann und im Cenoman-Turon ihren Höhepunkt erreichte. Das transgredierende Meer, das aus der Nordsee und dem sich öffnenden Nordatlantik hereinbrach, arbeitete den Verwitterungsschutt auf den ehemals freiliegenden Randbereichen des Süßwassersees auf. Sande und Konglomerate finden sich deshalb überall an der Basis der marinen Unterkreide-Schichten. Im Osten, im Gebiet um Braunschweig, Wolfenbüttel und Salzgitter, schwemmte das Meer Bruchstücke von eisenhaltigen Geoden oder Konkretionen, die sich in den Juratonen gebildet hatten, zusammen und lagerte sie in kleinen Grabenstrukturen ab. Diese Trümmererze wurden bis in die 60er Jahre im Raum Salzgitter abgebaut und bildeten die Rohstoffbasis für das Stahlwerk in Salzgitter. Allerdings sind heute alle Gruben wegen des hohen Si-Gehaltes und der geringen Eisengehalte des Erzes aus wirtschaftlichen Gründen geschlossen. Im Westen, im Emsland und im Raum Sulingen, wurde von W und von N, von der Pompeckj-Scholle Sand in das Niedersachsen-Becken hineingetragen. Diese Sande, die z. B. den Burgberg von Bad Bentheim aufbauen, sind ein sehr wichtiges Erdölspeichergestein, aus dem in den Emslandfeldern und in den Feldern Siedenburg, Barenburg, Wehrbleck und Voigtei westlich der Weser am Nordrand des Niedersachsen-Beckens gefördert wird. Im hannoverschen Raum ist die Unterkreide jedoch vorwiegend tonig ausgebildet und enthält weder Eisenerze in größeren Mengen noch im höheren Bereich Sandsteinlagen von Bedeutung. In der Ziegelei-Tongrube Sarstedt sind diese Unterkreide-Tone aufgeschlossen. Man kann dort aus den Tonen in Pyrit erhaltene Ammoniten bergen. Wenn man diese Schichten genau studiert, erkennt man besonders im Apt einige Tuffitlagen, Lagen vulkanischer Asche, die aus SW, aus der sich öffnenden Biskaya hereingeweht wurden. Auch gibt es Anzeichen für arktische Kälteeinbrüche während des Apt.

Die Grabenbildung des Niedersachsen-Beckens, die im Jura begann, setzte sich auch während der ganzen Unterkreidezeit bis zum Apt hin fort. Dann hörte die Grabenbildung sehr plötzlich überall auf. Im Alb dehnte sich das Meer noch weiter aus und erreichte auch die Hochgebiete im Harzvorland und die höchsten Lagen der Pompeckj-Scholle. Von S wurden Sande in das Meer geschüttet, der sogenannte Hilssandstein, der z. B. den Hils aufbaut. Diese Sandschüttungen reichten gerade noch in unser Blattgebiet. Sie stehen im Heidelbeerberg bei Ottbergen östlich Hildesheim an. An der grünlichen Färbung der Sandsteine, die von dem Mineral Glaukonit herrührt, kann man die marine Herkunft erkennen. Im übrigen Teil des Blattgebietes ist das Alb rein tonig ausgebildet. Diese Alb-tone waren die Rohstoffbasis der heute stillgelegten Ziegeleien in Altwarmbüchen.

4.11 Oberkreide

Die Oberkreide begann mit der Ablagerung von hell- und mittelgrauen Mergeln des Untercenoman, die mit zunehmenden Kalkgehalt in Kalkmergel übergehen. Im Mittel- und Obercenoman treten Kalkmergel und Kalksteine auf, die man in den großen der Rohstoffgewinnung für die Zementherstellung dienenden Brüchen bei Misburg und südöstlich Wunstorf aufgeschlossen findet. Diese Kalke sind reich an Fossilien, vor allem an Muscheln, die zur Gruppe der Inoceramen gehören, leitende Ammoniten wie Schlönbachia findet man allerdings sehr selten. An der Wende Cenoman-Turon trat ein Ereignis ein, das man überall in Westeuropa nachweisen kann, und dessen Ursache wohl eine Kaltzeit gewesen ist. Für eine kurze Zeit herrschten in dem westeuropäischen Kreidemeer, das sich bis England und das Pariser Becken erstreckte, anaerobe Verhältnisse. Es kam zu Abtragungen und nachfolgend zur Ablagerung einiger Schwarzschieferhorizonte, auch Aufbereitungserscheinungen und submarine Erosion wurden beobachtet. Diese Schwarzschiefer kann man sowohl in Misburg als auch bei Wunstorf studieren. Die Kalke des tiefen Turon sind in Südost-Niedersachsen rot gefärbt, so in dem großen Steinbruch in Baddeckenstedt oder am Flöteberg südlich Salzgitter, bis in unseren Raum gelangte jedoch die Eiseneinschwemmung nicht. Die Kalke sind hier, wie im Cenoman, weiß.

Im Unter-Coniac, das früher noch dem Turon zugeschlagen wurde, begann im gesamten Niedersachsen-Becken und somit auch in unserem Raum eine entscheidende tektonische Umgestaltung. Es setzte die Inversionsphase ein, die das wichtigste strukturbildende Ereignis darstellt. Die sich während des Oberjura und der Unterkreide einsenkenden Gräben und Becken, also die Subsidenzräume, wurden plötzlich herausgehoben und der sedimentäre Inhalt nach oben herausgepresst. Die Becken wandelten sich zu Schwellen um, die Gräben wurden Horste und Hochgebiete. Die alten Grabenrandstörungen wurden von Abschiebungen zu Aufschiebungen und sogar zu Überschiebungen umgewandelt. Im Gegenzug wurden auf den ehemaligen Hochgebieten, den Schultern der Gräben oder der Pompeckj-Scholle, tiefe Tröge angelegt, in denen die abgetragenen Sedimente von den Firsten der Inversionsstrukturen sedimentiert wurden. Alle Strukturen im Blattgebiet, die sich im Kartenbild der abgedeckten Karte durch das Fehlen von Oberkreide auszeichnen, sind zu dieser Zeit entstanden: Hildesheimer Wald, Deister, Süntel, Osterwald und Nesselberg, das Wesergebirge, die Rehburger Berge und die Aufwölbungsachse Neustadt a. R. – Heeßel ebenso wie die Strukturen am Nordrand des Niedersachsen-Beckens, Oppershausen etc. Im Zuge dieses tektonischen Umbruchs drangen aus der Tiefe Magmenkörper auf, die wir zwar nicht kennen, weil sie nicht erbohrt wurden, deren Auswirkungen wir jedoch deutlich wahrnehmen können. Der Vlotho-Pluton reichte nach SE bis in die Gegend von Hameln und an den nordwestlichen Ith und weiter bis zum Solling, der Pluton von Neustadt-Heeßel unterlagert den Mittelteil des Blattgebietes. Man erkennt diese Magmenkörper an Schwere- und magnetischen Anomalien und außerdem daran, daß in ihrem Dachbereich die Sedimente höher erhitzt wurden als dies durch die reine Versenkung möglich gewesen wäre. Die Wealden-Kohlen sind zu Steinkohlen geworden, die Tonsteine der Unterkreide sind so stark thermisch verändert, daß sie sich nicht mehr plastisch sondern fast wie Ziegel sprödbrechend verhalten. Diese kontaktmetamorphen Veränderungen sind einer der Gründe, weshalb die Sondermüll-Deponie Münchehagen, die man auf den als abdichtend angesehenen Tonsteinen der Unterkreide angelegt hatte, unten ausläuft.

Natürlich wurde auch während dieses tektonischen Umbruchs der Inversion örtlich weiter sedimentiert. So kam es bei Peine im Stederdorfer Graben, bei Groß-Ilse, bei Söhle und Lengede, aber auch zwischen Gehrden und Wunstorf zur Ablagerung von Trümmereisenerzen antonener Alters, die als aufbereitete Geoden des Unteren und Mittleren Jura von den benachbarten Hebungsgeländen abgetragen wurden. Diese Eisenerze bildeten die Rohstoffbasis des Stahlwerkes Peine. Das Unglück in der Eisenerzgrube Lengede, bei dem viele Bergleute ihr Leben lassen mußten, ist noch in Erinnerung. Heute sind alle diese Gruben aufgelassen, weil sich der Abbau der armen Erze nicht mehr lohnt.

Die strukturelle Revolution im Niedersachsen-Becken, die diesen ehemaligen Subsidenz- und Sedimentationsraum in ein Gebiet der Abtragung verwandelte, war mit dem Ende des Santon noch nicht abgeschlossen. Ein allgemeiner Meeresspiegelanstieg setzte mit dem Campan ein und es kam zu einer weitgehenden Überflutung der im Santon herausgehobenen und unmittelbar darauf wieder abgetragenen und eingerumpften Strukturen. Mächtige Randtrog-Füllungen mit Campan-Sedimenten zeigen, daß die Inversionsstrukturen sich weiter erhob. Das obere Obercampan ist in Schreieckreidefazies entwickelt, ist also ein verfestigter Schlamm aus Kokkolithen, kleinen einzelligen Planktonen. Man kann sich dieses Gestein mit den darin enthaltenen Feuersteinlagen in den Mergelgruben von Misburg ansehen. Die Feuersteine, die aus Kieselsäure bestehen, sind nicht während der Ablagerung des Kokkolithensediments, sondern erst später durch Auflösungs- und Ausfällungsprozesse im Sediment entstanden. Die Kieselsäure stammt zur Hauptsache aus Schwamm skeletten.

Im Untermaastricht zog sich das Meer allmählich immer weiter nach N zurück. Sandige küstennahe Sedimente des Maastricht kennen wir aus dem Gebiet Wietze-Steinförde und bei Marklendorf an der Aller, und im Linsburg-Graben bei Steimbke. Maastricht ist darüber hinaus südlich Celle und um Uetze in den Randsenken der Salzstöcke Wathlingen-Hänigsen und Wienhausen sowie in den Randtrögen nördlich der Aller und in der Randsenke des Salzstockes Höfer (nordöstliche Blattecke) flächenhaft verbreitet. Am Ende der Oberkreide hatte sich das Meer vollständig aus Norddeutschland zurückgezogen.

4.12 Tertiär

Ein erneuter Meeresvorstoß erfolgte im tiefsten Tertiär, im Dan. Das Meer erreichte erneut den Raum Hannover, hinterließ allerdings nur geringe Sedimentspuren. So z. B. bei Wehmingen auf dem Dach des Salzstockes Sehnde. Hier wurden die Dansedimente in einer Ablattungssenkung über dem Salz vor späterer Abtragung geschützt. Auch auf dem Dach des Salzstockes Broistedt und über anderen Salzstöcken blieben Dan-Sedimente erhalten und zeigen an, wie weit dieses frühe Tertiärmeer einst gereicht hatte.

Im Mittelpaläozän (Mont) wich das Meer wieder zurück, und bis auf einen kleinen Rest in der zentralen Nordsee fiel das ganze nordwestdeutsche Gebiet trocken. Bei Walsrode und auf dem Dach des Salzstockes Lehrte hat man aus dieser Zeit Kohlen gefunden, die anzeigen, daß bis nördlich der Aller sich ein Sumpfland ausdehnte. Erst im Oberpaläozän und dann verstärkt im Untereozän kam das Meer zurück und überflutete erneut das Blattgebiet und sehr wahrscheinlich auch Teile des Leine- und Weserberglandes. Aber auch von dieser Überflutung sind uns nur Reste geblieben, vor allem wieder in den geschützten Auslaugungssenkungen über den Salzstöcken Benthe, Lehrte-Sehnde-Sarstedt, über dem Steinhuder Meer-Lineament zwischen Wunstorf und Husum und in anderen kleinen Senken wie dem Stederdorfer Graben bei Peine. Nur im Nordostteil des Blattgebietes nördlich und nordöstlich von Burgdorf und Schwarmstedt ist die Tertiärdecke noch flächenhaft verbreitet. Die alttertiären Sedimente des Eozän zeigen alle Anzeichen von Küstennähe. Sande wurden von S oder SE eingebracht und küstenparallel verfrachtet. Im Raum Helmstedt befand sich ein Ästuar oder eine Flußmündung, in der es zu Moorbildung und damit zur Ablagerung paralischer, küstennaher Kohlen kam. Nach einem erneuten Meeresrückzug im höheren Eozän transgredierte das Mitteloligozän weit nach S, stieß über die Hessische Straße nach S in den Oberrheingraben und das vor den Alpen sich einsenkende Molassebecken in Süddeutschland vor. Doch diese Episode war von kurzer Dauer. Noch ein Meeresvorstoß erfolgte im Oberoligozän, der mindestens bis Kassel reichte (deshalb der Name Chatt), weitere im Untermiozän und im Mittelmiozän. Letzterer erreichte erneut Ostwestfalen und vielleicht auch den hannoverschen Raum. Allerdings haben wir keine Reste davon hier gefunden. Im Pliozän zog sich das Meer endgültig aus dem hannoverschen Raum zurück. Die Mittelgebirge begannen sich stärker herauszuheben und wurden abgetragen. Das heutige Relief wurde angelegt. Im Gegenzug bildete sich das heutige Nordseebecken aus, das sich mit wachsender Geschwindigkeit einsenkte und zu einem riesigen Sedimentationstrog umwandelte, in dem in den vergangenen 13 Millionen Jahren über 1500 m Sediment abgelagert wurden.

Die Eiszeiten fanden also ein bereits im Pliozän entstandenes Relief vor, eine Gliederung unseres Raumes in Tiefebene im N und Mittelgebirge im S. Dies ist ein Grund, weshalb das Eis selbst in der bedeutendsten Eiszeit, der Saale-Eiszeit, in unserem Raum am Deister und am Hildesheimer Wald zum Stehen kam. Anderen Ortes, so z. B. in der Mitteldeutschen Tieflandsbucht um Halle und Leipzig, konnte das Inlandeis viel weiter nach S vorstoßen.

Die Geschichte unseres Raumes im Quartär ist genauso spannend wie die in den Zeiten davor. Doch dies ist nicht unser Thema.

5. Die Untergrund-Strukturen und ihre Entstehung

Als Strukturen bezeichnet man in der Kohlenwasserstoff-Exploration sehr allgemein Aufwölbungen jeglicher Art, also Sattelstrukturen, Beulen, Salzkissen und Salzstöcke, Überschiebungs- und Inversionsstrukturen. Gelegentlich werden aber auch negative Gebilde, z. B. Gräben oder Mulden, als Strukturen bezeichnet.

Strukturzüge sind mehrere, z. T. recht unterschiedliche Strukturen, die sich perlschnurartig aneinanderreihen und meist im Oberbau über langgestreckten Lineamenten, Sockelstörungen oder Sockelstörungenbündeln entwickelt sind.

Im Untergrund Hannovers und seiner Umgebung erkennt man eine Reihe von Strukturzügen, die entweder in der WNW–ESE- bis NW–SE-Richtung verlaufen oder aber mehr oder minder der NNE–SSW-Richtung folgen. Aber auch E–W- und N–S-streichende Strukturen kommen untergeordnet vor.

WNW–ESE bis NW–SE-(„herzynisch“) streichende Strukturzüge von NE nach SW:

- Ostenholz – Meißendorf – Wolthausen – Oppershausen – Hardesse (nur Oppershausen und Hardesse im Blattgebiet)
- Eilte – Grethem-Büchten – Thören – Wietze-Hambühren (Thören und Wietze-Hambühren im Blattgebiet)
- Lichtenhorst – Stöckendrebber – Hope (Stöckendrebber und Hope im Blattgebiet)
- Neustadt – Engelbostel – Heeßel – Hämelerwald
- Steinhuder Meer-Lineament mit den Strukturen: Schessinghausen-Graben – Schessinghausen – Husum – Steinhuder Meer – Bokeloh – Stemmerberg-Überschiebung – Limberg-Überschiebung
- Rehburg-Graben mit Fortsetzung in die Eldagsen-Springe-Struktur und die sie begleitenden Deister-Mulde, Eimbeckhausen-Graben, Bad Münder-Graben, Nesselberg-Graben und Osterwald-Graben, Brünninghausen-Hemmendorf-Lineament
- Hildesheimer Wald (nur der NW-Teil im Blattgebiet)

NNE- bis NE- („rheinisch“) streichende Strukturen von W nach E:

- Linsburg-Graben
- Bad Nenndorf-Graben
- Berkhof – Wietze-Graben
- Benthe
- Marienburg – Schulenburg-Graben – Jeinsen-Graben – Sarstedt-Schieferkaute-Sehnde-Lehrte – Burgdorf-Graben – Wathlingen-Hänigsen – Wienhausen
- Mölme – Groß-Ilsede und Berkhöpen – Plockhorst-Graben
- Broistedt – Vechelde – Wendeburg – Rolfsbüttel (nur ein Teil von Broistedt im Blattgebiet)

Seltener sind N–S- und E–W-streichende Strukturen:

- Osterwald-Kiebitzkrug-Engensen-Graben (E–W)
- Hannover-Graben (E–W)
- Hohenassel (E–W)
- Stederdorf-Graben (N–S)
- Giesen (N–S)

5.1 Die NW- bis WNW- („herzynisch“) streichenden Strukturen

5.1.1 Strukturzug Ostenholz – Meißendorf – Wolthausen – Oppershausen – Hardesse

Dieser Strukturzug sitzt der Bassen-Celle-Störungszone im Sockel auf, einem Störungsbündel, das zum Allertal-Lineament gehört. Das Allertal-Lineament ist eine der wichtigsten Sockelfugen NW-Deutschlands, das sich aus dem Raum Magdeburg bis an die Ems verfolgen läßt. Diese Suture im Sockel wurde seit der tiefen Trias mehrfach bewegt, mal NE-abschiebend, mal SW-abschiebend. Sie bildet östlich der Weser die Nordgrenze des Niedersachsen-Beckens.

Im Blattgebiet liegen nur die Oberbaustrukturen Oppershausen zwischen Celle und Wienhausen und Hardesse im SE dieser Struktur.

5.1.1.1 Oppershausen (siehe Abb. 3 und 4)

Gegen NW hin geht die Struktur in die Salzstruktur Wolthausen über, gegen SE besteht eine Verbindung mit der Salzstruktur Wienhausen.

Der Sockel ist unter der Struktur durch NW-SE-streichende Störungen in schmale Streifenschollen zerlegt. Die Oberkante des Sockels, d. h. die Zechsteinbasis, liegt um 5000 m u. NN.

Im Firstbereich der Struktur stehen unter dem transgredierenden Alttertiär aufgesteilte Schichten der Unterkreide, des Oberjura, Dogger, Lias und Keuper an, die an Störungen in Streifenschollen zerlegt und auf die NE-Flanke überschoben sind. Auffällig ist, daß die Schichtenfolge im N der Struktur sehr viel lückenhafter ist als im Firstbereich und an der SW-Flanke, an der sich unter der Unterkreide Wealden und Oberjura einschalten, die Unterkreide selbst wird gegen S deutlich mächtiger. Im Kern der Struktur sitzt Zechsteinsalz, das in das Niveau des Rötalinars eingepreßt wurde. Der Mittlere und Untere Buntsandstein darunter liegt jedoch subhorizontal. Von S her mündet die Texas-Überschiebung, eine flache Abscherungsbahn, die aus dem Raum Wettmar subhorizontal im Röttniveau verläuft, in den Salzkörper der Struktur ein. Eine deutliche Vergenz gegen NE ist auffällig.

Im Profilschnitt der Abb. 3 ist der Struktur Oppershausen noch die kleine Struktur Hustedt vorgelagert, in deren Dachbereich Alb auf Lias transgrediert. Hier ist das Zechsteinsalz in das Keupersalinare eingedrungen.

Man kann die Struktur Oppershausen als den Stirnbereich einer gegen N vorgeschobenen, im Zechstein- und Röttniveau abgesicherten Überschiebungsdecke ansehen, die gegen die nördlich davorliegende, ruhige Pompeckj-Scholle anbrandete.

Die Strukturentwicklung läßt sich aus den Mächtigkeiten und den auftretenden Schichtlücken ablesen:

Im Unteren, vor allem aber im Mittleren Buntsandstein vor der Solling- („H“) -Diskordanz, bestand über der Bassen-Celle-Störungszone ein schmaler Horst. Im Strukturbereich sind die Buntsandsteinmächtigkeiten deutlich geringer als im N oder im S. Auch im Keuper war diese Sockelstörung aktiv, wenn man die unterschiedlichen Mächtigkeiten im NE und SW betrachtet. Gleiches gilt auch für den Lias.

Seit dem Dogger, verstärkt im Oberjura, im Wealden und in der Unterkreide bildete die Bassen-Celle-Störungszone als südwestabschiebende bedeutende Störung den Nordrand des Niedersachsen-Beckens. Im NE, auf der Pompeckj-Scholle, wurde im Oberjura und Wealden tiefgründig abgetragen, im Niedersachsen-Becken dagegen sedimentiert. In der

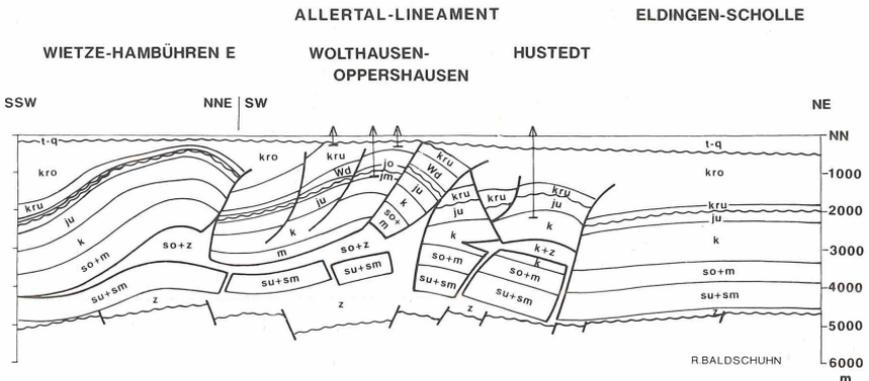


Abb. 3: Oppershausen

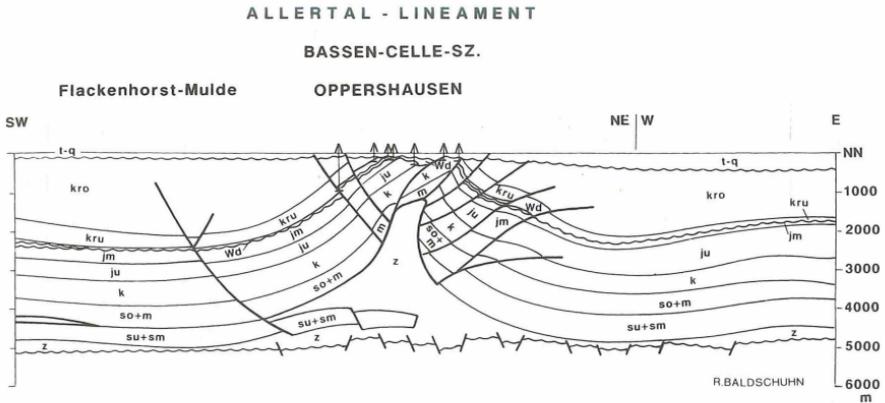


Abb. 4: Oppershausen

Unterkreide blieb dieser Unterschied bestehen, denn die Unterkreide ist im SW viel mächtiger und vollständiger entwickelt als im NE.

Die Ausformung der heutigen Strukturmorphologie ist das Ergebnis einer Kompressions-Deformation, die sich in dem relativ kurzen Zeitraum von nur 5 Millionen Jahren zwischen dem Beginn des Coniac und dem Campan während der Oberkreide ereignete. Das Niedersachsen-Becken und seine vollständige und lückenarme Sedimentfüllung wurde an der Texas-Überschiebung nach NNE auf die Pompeckj-Scholle aufgeschoben, das Zechsteinsalz mobilisiert und in die Überschiebungsbahn hineingepreßt. Nördlich vor der Struktur senkte sich gleichzeitig ein tiefer Oberkreidetrog ein. Nach dem Campan war die Strukturbildung abgeschlossen und die Firste bereits weitgehend eingeebnet. Untermaastricht transgrediert über der hohen N-Flanke, das Untereozän überdeckt transgressiv die gesamte Struktur. Später bewegten sich schwach noch einige kleine Störungen im Bereich der Strukturfirste, was zum Versatz an der Tertiärbasis führte.

STROBEL 1953, MÜLLER-DEILE 1964, BALDSCHUHN 1984

5.1.1.2 Hardsesse (Abb. 5 und 6)

Wie die Struktur Oppershausen liegt die Struktur Hardsesse über der südöstlichen Verlängerung der Bassen-Celle-Störungszone des Allertal-Lineamentes. Im NW bestehen strukturelle Verbindungen zur Salzstruktur Wienhausen, gegen SE zur Salzstruktur Gifhorn.

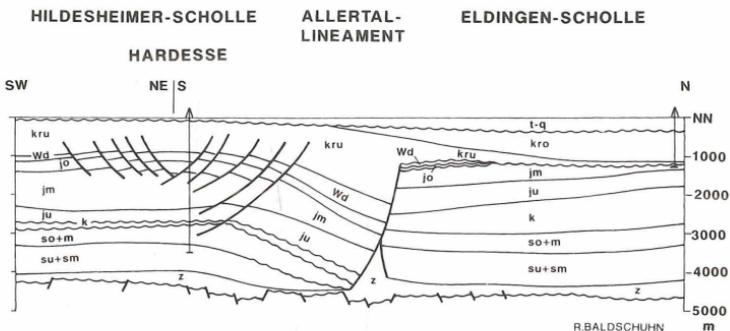


Abb. 5: Hardsesse

Die Sockeloberfläche, d. h. die Zechsteinbasis, liegt unter der Struktur bei rund 4800 m u. NN. Sie ist durch mehrere Abschiebungen in schmale horst- und grabenartige Streifenschollen zerlegt.

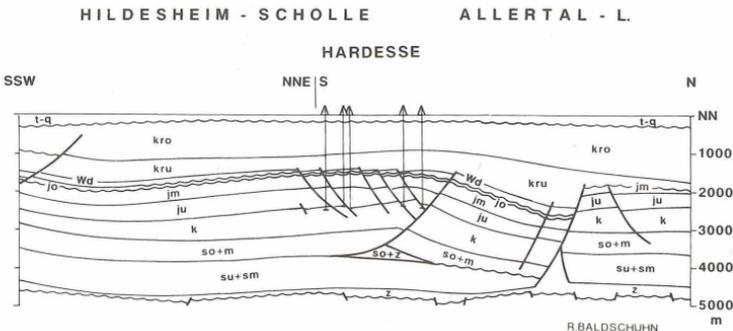
Im Postsalinar bildet die Struktur einen in sich gestaffelten, leicht im Zentrum herausgewölbten Halbgraben, dessen Rand- und Staffelstörungen die tiefere Unterkreide, den Wealden und Oberjura durchsetzen und fast alle im Keuper bis Dogger auslaufen. Dieser aufgewölbte Halbgraben wird im zentralen Teil der Abb. 5 diskordant von Alttertiär und geringmächtigem, transgressivem Coniac und Mittelsanton überdeckt. Die NNE-Begrenzung der Struktur wird durch eine recht steilstehende, SW-abschiebende Störung gebildet, die die Eldingen-Scholle, einen Teilbereich der Pompeckj-Scholle, von dem im SW liegenden Niedersachsen-Becken (Hildesheim-Scholle) trennt. Diese Störung markiert das Allertal-Lineament im Oberbau. Im NE ist die mesozoische Schichtenfolge sehr lückenhaft, geringmächtige Unterkreide transgrediert auf Dogger. Im SW ist sie sehr viel vollständiger und mächtiger, mächtiger Wealden, Oberjura und Dogger schalten sich unter der Unterkreide ein.

Aus den Mächtigkeitsunterschieden und internen Diskordanzen kann man die Entstehungsgeschichte der Struktur ableiten:

Die Allertal-Störung im Sockel und im Oberbau bewegte sich bereits während der tiefen Trias nordabschiebend. Im S treten Schichtlücken unter der Solling-Diskordanz und an der Basis des Keuper auf. Die gleiche Schichtsäule ist im N sehr viel mächtiger und vollständiger. Ab dem Gipskeuper wandelte sich die Allertal-Störung in eine SW-abschiebende Störung um. Im SW, im Niedersachsen-Becken, wurden mächtiger Dogger, Oberjura, Wealden und Unterkreide sedimentiert, auf der Pompeckj-Scholle wurde im Oberjura und Wealden abgetragen. Die transgressive Unterkreide ist dort geringmächtig und lückenhaft.

Im Zeitraum Coniac-Campan erfolgte die Inversion des Niedersachsen-Beckens und damit auch dieser Randstruktur. Der in der Unterkreide angelegte kleine Graben wurde leicht herausgepresst und invertiert. Die Hauptstörung wurde jedoch nicht erneut aktiviert. Im Firstbereich war die Sedimentation lückenhaft – es transgredierten Coniac und Santon – und geringmächtiger als in dem Oberkreide-Trog, der sich nördlich vor der Störung auf der Pompeckj-Scholle einsenkte. Im Maastricht klangen alle Bewegungen ab, das Untereozän transgredierte ungestört über dem alten Schollenrand. Die alte Allertal-Störung war zu dieser Zeit bereits inaktiv.

Die Erdöllagerstätte Hardesse (1967 entdeckt) findet sich in den Staffeln des Scheitelgrabens in Trägern des Dogger und des Mittelrhät. Die Fangstrukturbildung, d. h. die antithetische Verstellung der Schollen, resultierte aus der Herauswölbung des Grabens im Coniac/Santon. Das Öl stammt aus dem Posidonienschiefer und ist sehr reif, ebenso wie das Mutter-



gestein. Im Firstbereich findet sich gasfreies, schweres „Totöl“, das gegen die tiefere Flanke immer leichter und gasreicher wird. An der tieferen Nordostflanke hat man in den Doggerträgern auch Erdöl, Gas, Kondensat und Methan gefunden. Es wurde lange diskutiert, warum diese Gasvorkommen entgegen der Dichteregel tiefer liegen als die Erdöllagerstätte. Aus der Abb. 5 wird deutlich, warum das so ist. Nahe der Allertalstörung ist der Posidonienschiefer (dicht unter der Doggerbasis) viel tiefer versenkt als unter dem Strukturzentrum und deshalb in ein Temperaturniveau geraten, in dem aus dem Kerogen des Posidonienschiefers nur noch hochreife Produkte wie Naßgas, Kondensat und Erdgas generieren konnten.

GEDENK 1966, BOIGK 1981, BALDSCHUHN 1984

5.1.2 Strukturzug Eilte – Grethem-Büchten – Thören – Wietze-Hambühren

Dieser Strukturzug sitzt der Verden-Wietze-Störungszone im Sockel auf, einem Störungsbündel, das ebenfalls zum Allertal-Lineament gehört. Diese Sutura im Sockel wurde wie die Bassen-Celle-Störungszone seit der tiefen Trias mehrfach bewegt, mal NE-abschiebend, mal SW-abschiebend.

5.1.2.1 Wietze-Hambühren (Abb. 7 und 8)

Die Struktur hat gegen NW eine Verbindung mit der Struktur Thören.

Die Struktur wird im Sockel von einem NW-streichenden Störungsbündel unterlagert, das den Sockel in streichende schmale Horst- und Grabenzonen zerlegt.

Im Oberbau ist der Ostteil der Struktur ein komplex gebauter Salzstock mit einem keulenförmigen Umriß, der an seiner Südflanke einen breiten Kissenfuß und einen kräftig entwickelten Salzkeil im Röttniveau aufweist (Abb. 1).

Das NW-Ende der Struktur, in dem die Erdöllagerstätte Wietze liegt, zeigt morphologisch große Ähnlichkeiten mit der Struktur Oppershausen (Abb. 7 und Abb. 4). Der Firstbereich, von geringmächtigem Paläogen transgressiv überdeckt, ist von Störungen und Überschiebungen in schmale Streifenschollen gegliedert und wird von Schichten des Lias, Dogger, Oberjura und Wealden aufgebaut. Eine Besonderheit ist die flache, nordvergente Überschiebung, die die Firste durchzieht, die sogenannte „Wietzer Gleitfläche“. Im Kern der Struktur ist in das Röttniveau Zechsteinsalz aufgedrungen, das an den tiefen Flanken keilartig auch in den Schichtenstapel eingepresst wurde. Gegen NE ist die Struktur an einer mittelsteilen Aufschiebung auf die angrenzende tiefe, mit Oberkreidensedimenten, vor allem

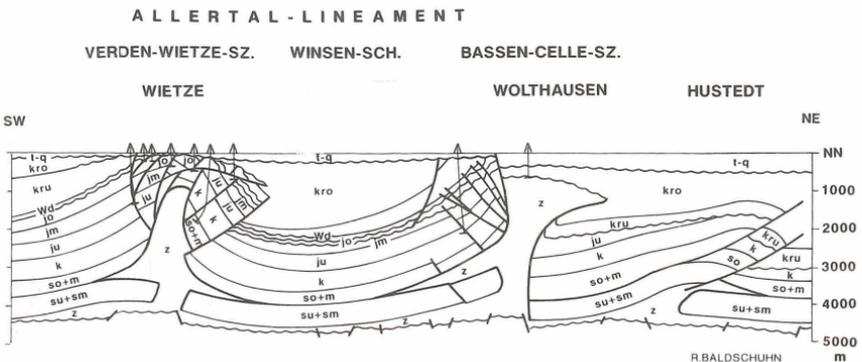


Abb. 7: Wietze-Hambühren – Wolthausen

HANNOVER-SCH. ALLERTAL-LINEAMENT

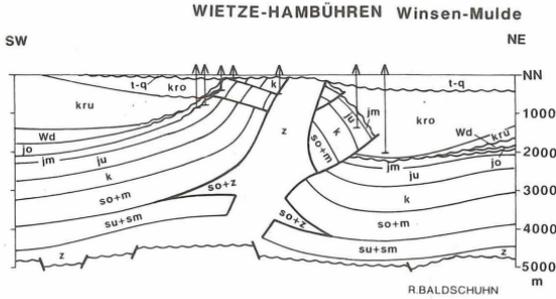


Abb. 8: Wietze-Hambühren

Santon, Campan und Maastricht, gefüllte Winsen-Mulde aufgeschoben. In dieser Mulde steht die berühmte Bohrung Drachenfels 1, eine Fehlbohrung aus der Frühzeit der Erdöl-exploration, die mehr als 2000 m Oberkreide und Tertiär fast vollständig gekernt hatte.

Die Genese der komplex gebauten Struktur ist nicht leicht zu verstehen. Wahrscheinlich war das unterlagernde Sockelstörungenbündel der Verden-Wietze-Störungszone schon im Buntsandstein aktiv, sicher aber im Keuper, der auf der NE-Flanke etwas höhere Mächtigkeiten aufweist als an der SW-Flanke. Um die Strukturgenese im Zeitabschnitt Oberjura-Unterkreide zu verstehen, sollte man den Schnitt durch die Nachbarstruktur Thören betrachten, die etwas einfacher gebaut ist (Abb. 9). Hier erkennt man, daß zur Zeit des Oberen Jura, Wealden und Unterkreide mehrere große, SW-abschiebende Störungen aktiv waren, die einen synsedimentären Halbgraben gegen NE begrenzten. In diesem Halbgraben wurde relativ mächtiger Oberjura abgelagert, der auch Oxford (Korallenoolith) beinhaltet. Weiter im SW und auch unter der Winsen-Mulde fehlt Oxford, Mittelkimmeridge transgredierte auf hohen Dogger. An diesen Abschiebungen dürfte es während des Oberjura zu einem ersten Salzaufstieg und zur Kissenbildung gekommen sein.

Im Zuge der Inversions- und Kompressionbewegungen wurden während des Santon bis Campan die ehemaligen SW-gerichteten Abschiebungen zu NE-vergenten Überschiebungen umgewandelt und die Grabenfüllung auf die Winsen-Scholle im NNE aufgedrückt, auf der sich ein Oberkreide-Randtrog einsenkte. Gleichzeitig wanderte Zechsteinsalz in das Röttniveau ein und preßte die Struktur weiter nach oben. Dabei wurde die zunächst steile, revers bewegte Störungsfläche der „Wietzer Gleitfläche“ aufgebeult, gegen NE rotiert und

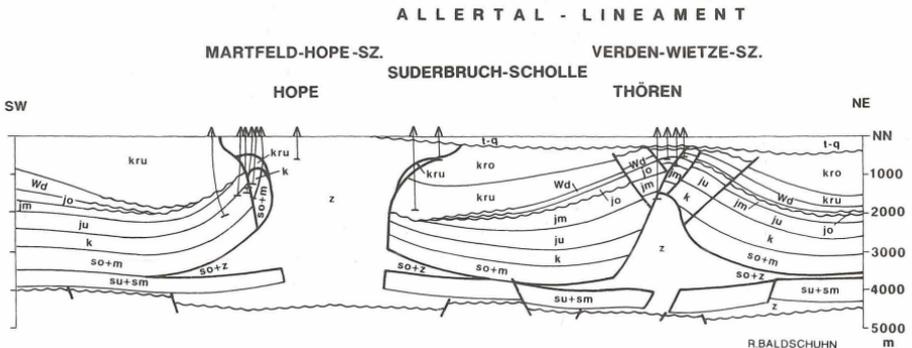


Abb. 9: Hope – Thören

überkippt. Im Maastricht hörte die kompressive Beanspruchung der Struktur auf, der Firstbereich wurde abgetragen und eingerumpft. Die Maastricht- und die Paläogen-Transgression überdeckte den Scheitelbereich. Die Struktur wurde noch im Maastricht und Tertiär leicht nachbewegt, die Tertiärbasis an kleinen Störungen versetzt.

Das ehemalige, heute erschöpfte Erdölfeld Wietze liegt im Bereich der NW-Spitze der Struktur. „Seeps“ waren hier seit dem Mittelalter in pleistozänen Sedimenten bekannt. Die moderne Förderung begann 1874. Das Erdölfeld förderte aus verschiedenen Trägern in den komplexen Streifenschollen oberhalb und unterhalb der „Wietzer Gleitfläche“ vor allem aus den Wealden-Sandsteinen, aber auch aus dem Mittelrät-Sandstein, den Kalksandsteinen des Bajocium und Bathonium, den Kalken des Oxford und des Eimbeckhäuser Plattenkalkes sowie den Konglomeraten und Kalksandsteinen des Maastricht. Sogar interglaziale Sande des Quartär waren in Wietze schwerölimprägniert. Eine Besonderheit des Erdölfeldes Wietze war der seit 1920 umgehende Erdölbergbau, der auf 2 Fördersohlen bei 220 und 246 m auf die ölimprägnierten Wealdensandsteine umging. Teils wurde das Öl aus den Sickerstrecken abgepumpt, teils der Wealdensandstein zu Tage gefördert und einem Waschprozess mit heißem Wasser und Dampf unterworfen. Dieses Verfahren erbrachte eine Entölung bis 97%. Seit 1963 ruht die Förderung im Feld Wietze. Insgesamt wurden ca. 3 Mio t Erdöl gefördert, 1,7 Mio t aus Bohrlöchern, 1 Mio t aus dem Bergbau. Auf dem Gebiet des früheren Erdölfeldes ist heute das Erdölmuseum Wietze angelegt mit zahlreichen historischen und modernen Bohr- und Förderinstallationen.

Ein weiteres, aufgegebenes Erdölfeld lag an der Mittleren Südflanke der Struktur, das Erdölfeld Fuhrberg (Erstfund 1939), an der durch den Salzstock und den im Röttniveau eingedrungenen Salzkeil aufgesteiltten Flanke. Gefördert wurde vor allem aus Kalksandsteinen des Bathonium (Parkinsoni-, Württembergica- und Aspidoides-Schichten). Die Lagerstätte ist sehr kleinräumig zerbrochen bzw. durch südgerichtete Aufschiebungen zer-schuppt und von Querbrüchen durchsetzt. Die kumulative Förderung von 1939 bis 1971 betrug etwas mehr als 1 Mio t.

In dem Salzstock Wietze-Hambühren wurden die Schächte Prinz Adalbert (Einigkeit II) (1906–12) und Hambühren (Einigkeit III) (1911–15) abgeteuft, die zu der Kaligrube Einigkeit II/III – Prinz Adalbert gehörten. Bergbau ging auf Hartsalz und Carnallit des Kaliflözes Staßfurt sowie auf Carnallit und Sylvinit des Flözes Riedel um. 1925 wurde die Grube geschlossen, 1934–1945 als unterirdische Munitionsfabrik genutzt. Heute ist die Grube wassergefüllt.

Eine weitere Grube mit dem Schacht Steinförde I (1907–1911) wurde bereits 1912 geflutet. Abgebaut wurde in geringem Umfang der Carnallit des Flözes Staßfurt.

KRAISS 1916, WEBER 1949, KEHRER & SCHAD 1949, CLOSS & SCHOTT 1949, RÜHL 1951, JÄGER 1952, DEEKE & KUBELLA 1956, PORTH 1964, BALDSCHUHN 1985

5.1.3 Strukturzug Lichtenhorst – Stöckendrebber – Hope

Der Strukturzug liegt über dem südwestlichsten, dem Allertal-Lineament zuzurechnenden Sockelstörungenbündel, der Martfeld-Hope-Störungszone.

5.1.3.1 Stöckendrebber (Abb. 10)

Der Sockel unter der annähernd W-E-streichenden Struktur ist in Streifenschollen zerbrochen. Die Struktur steht im W mit dem Südostende des Salzstockes Lichtenhorst, im SE mit dem Salzstock Hope in Verbindung.

Im Oberbau stellt sich die Struktur Stöckendrebber als eine, von transgressivem Eozän überdeckte, nordvergente Antiklinale dar, die mit einer mittelsteilen nordvergenten Auf-

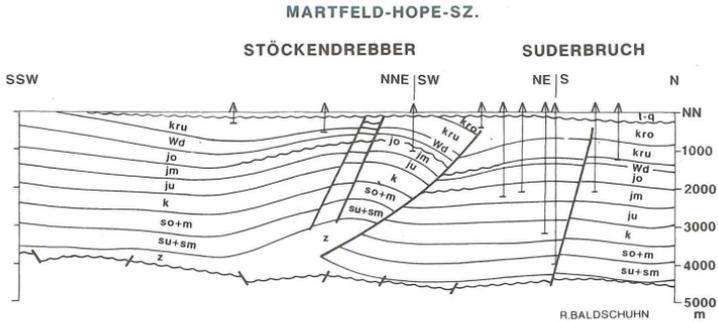


Abb. 10: Stöckendrebber

schiebung an die nördlich davon gelegene Struktur Suderbruch grenzt. Zwei S-gerichtete Abschiebungen durchsetzen die Firste. Im Kern der Struktur steckt ein kleines asymmetrisches Zechsteinsalzkissen, das in die Aufschiebungsbahn hineingepreßt ist.

Aus der Betrachtung der Mächtigkeiten und der internen Diskordanzen ergibt sich folgende Entstehungsgeschichte:

Über Bewegungen an den Sockelstörungen in der Trias lassen sich keine gesicherten Aussagen machen. Im Lias, Dogger und Oberjura war die Struktur Stöckendrebber gegenüber dem Bereich Suderbruch im N und der Hannover-Scholle im S ein Hochgebiet, über dem die Sedimente geringmächtiger und lückenhafter abgelagert wurden. So fehlt z. B. auf der Strukturfirste Oxford, Mittelkimmeridge transgrediert über hohem Dogger. Im Wealden und während der Unterkreide sank dagegen die Struktur an der heutigen Aufschiebung, die zu dieser Zeit eine südgerichtete Abschiebung war, gegenüber der Suderbruch-Scholle relativ ab.

Während der Inversionsphase im Coniac bis Campan wurde die alte Abschiebung revers aktiviert und an ihr die Stöckendrebber-Struktur auf den sich über der Suderbruch-Scholle entwickelnden Oberkreide-Trog aufgeschoben und leicht eingerollt. Im Maastricht waren die Bewegungen weitgehend zur Ruhe gekommen. Das Eozän transgredierte über der Firste, die Störungen wurden nicht mehr aktiviert.

Das erschöpfte Erdölfeld Steimbke „Alt“ (Erstfund 1936) befand sich im Firstbereich und an der hohen N-Flanke der Struktur in Tiefen zwischen 200 m und 1110 m. Förderhorizonte waren Kalksandsteine des Bajocium („Suderbrucher Sandstein“), oolithische Kalksteine des Kimmeridge und geringmächtige Sandsteine der Unterkreide.

Der Feldesteil Steimbke „Ost“ fördert aus Garantianen-Sandsteinen des Bajocium und liegt nördlich vor und unter der Stöckendrebber-Überschiebung. Die Lagerstätte wird von transgredierendem Alb bedeckt. Der Feldesteil Steimbke „Nord“ liegt nicht mehr im Blattgebiet.

HEERMANN 1949, SCHLÜTER 1949, MAYER-GÜRR 1956, GEWERKSCHAFT BRIGITTA 1963, BALDSCHUHN 1985

5.1.3.2 Hope (Abb. 9)

Die Salzstruktur hat gegen W Verbindung zur Struktur Stöckendrebber und gegen N über den Berkhof-Wietze-Graben zur Struktur Wietze-Hambüren.

Über die strukturelle Gliederung des Sockels unter der Struktur ist wenig bekannt. Die Zechsteinbasis liegt in einer Tiefe von ca. 4400 m u. NN.

Die Struktur ist ein sehr breiter, im Grundriß rundlicher Salzstock, der im W, S und E von einem in das Röttniveau eingedrungenen Zechstein-Salzkeil umgeben ist. Zechsteinsalz ist im NE auch in das Salinar des Mittleren Muschelkalkes eingedrungen. Überhänge sind im Oberkreide-Niveau der nördlichen Flanke entwickelt. Unter den Überhängen sind Röt-Muschelkalk, Keuper und Unterkreideschollen hochgeschleppt. Am NE-Rand ist Röt- und Muschelkalksalinar aus der Hochscholle der Stöckendrebber-Überschiebung in den Salzstock-Überhang eingedrungen. Das Alttertiär bedeckt nur Teile des Salzstockdaches.

Der Innenbau des Salzstockes ist von HEIDORN (1926) und v. STRUENSEE (1981) anhand der Grubenaufschlüsse des Kaliwerkes Hope-Adolfsglück beschrieben worden.

Aus den sich verändernden Mächtigkeiten und den internen Diskordanzen in der mesozoischen Schichtenfolge läßt sich die Strukturgenese ableiten:

Bereits im Keuper bestand ein rundlichen Salzkissen, wie aus der Mächtigkeitsreduktion gegen die Strukturfirste abzulesen ist. Die Kissenbildung setzte sich im Lias und Dogger fort, das Kissen Hope wuchs mit der Kissenstruktur Stöckendrebber zusammen. Die Kissenbildung hielt bis in das Unterhauterive an. Im Oberhauterive begann der diapirische Durchbruch, Salz wurde vor allem von S in den Diapir zugeführt. Im Bereich der Salzabwanderung bildete sich eine halbkreisförmige sekundäre Randsenke. Ab Alb erfolgte der Salzzustrom weitgehend von N her, wo sich ebenfalls eine ausgeprägte sekundäre Randsenke entwickelte. Die Unterkreide – Hauterive- oder Alb-Transgression – schneidet in diesen sekundären Randsenken bis auf den Lias hinab.

Im Inversionsakt vom Coniac bis Campan wurde der Salzstock zusammen mit der Struktur Stöckendrebber herausgehoben und an der Stöckendrebber-Überschiebung nach NE auf die Suderbruch-Scholle aufgeschoben. Gleichzeitig entstanden die Überhänge, vor allem im N über dem sich rasch einsenkenden und mit Oberkreide gefüllten Randtrogl auf der Suderbruch-Scholle sowie die Salzkeile im Röttniveau der W-, S- und E-Flanke.

Durch die jungtertiäre nordwärts gerichtete Kippung der ganzen Niedersachsen-Scholle wurde das transgredierende Alttertiär über dem Dach weitgehend wieder abgetragen.

Schon 1912 hatte sich beim Abteufen des Kalischachtes Adolfsglück ein starker Gasausbruch ereignet, der sich 1913 wiederholte. 1936 konnte an der SW-Flanke unter dem Überhang das kleine Erdölvorkommen Hope erschlossen werden, das bis 1942 300 t förderte. 1960 gelang auf der gegen die Struktur Stöckendrebber abtauchenden Westflanke der Erdölfund Esperke im Wealden-Sandstein und in oolithischen Kalksteinen der Gigaschichten. Bis 1961 wurden 1000 t Erdöl gefördert. Aus den Rhätsandsteinen unter dem südlichen Überhang förderten die Sonden Adolfsglück 3 und 4 insgesamt 271 t.

Die Grube Hope-Adolfsglück mit den beiden Kalischächten Hope (1909–1911) und Adolfsglück (1907–1913) wurde 1925/26 stillgelegt, aber 1964 erneut in Produktion genommen. Der Schacht Lindwedel (1913) wurde bereits 1915 verfüllt. Abgebaut wurde das Flöz Staßfurt (Hartsalz mit 11% K_2O) sowie das Flöz Ronnenberg der Leine-Serie (Sylvinit, 20% K_2O) in Hope auf der 500, 550 und 611 m-Sohle. In der Schachanlage Adolfsglück ging der Bergbau auf der 400- und 500 m-Sohle um. Seit 1982 wurde das Grubengebäude mit Sole geflutet, die bei dem Bau der Erdgasspeicher Empelde im Salzstock Benthe anfiel.

DAHMS 1913, HEIDORN 1926, BENTZ 1949, HEERMANN 1956, HARK 1961, LANG 1973, MALZAHN 1973, v. STRUENSEE 1981, BALDSCHUHN 1985

5.1.4 Strukturzug Neustadt – Engelbostel – Heeßel (Abb. 11 bis Abb. 13)

Der Strukturzug Neustadt – Engelbostel – Heeßel nimmt den zentralen Bereich des Blattgebietes ein und streicht sehr flach WNW-ESE. Durch zahlreiche, nicht immer durchhaltende Störungen ist der Sockel unter der Struktur in schmale Streifenschollen gegliedert.

H A N N O V E R - S C H O L L E
NEUSTADT-ENGELBOSTEL

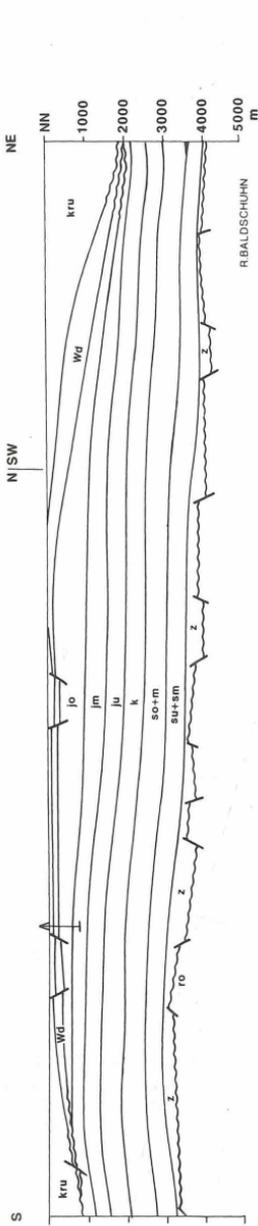


Abb. 11: Neustadt – Engelbostel – Heeßel

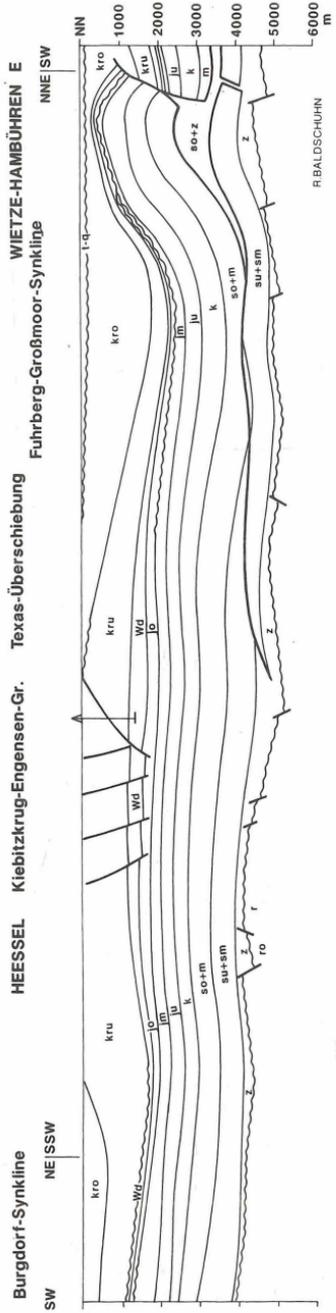


Abb. 12: Neustadt – Engelbostel – Heeßel

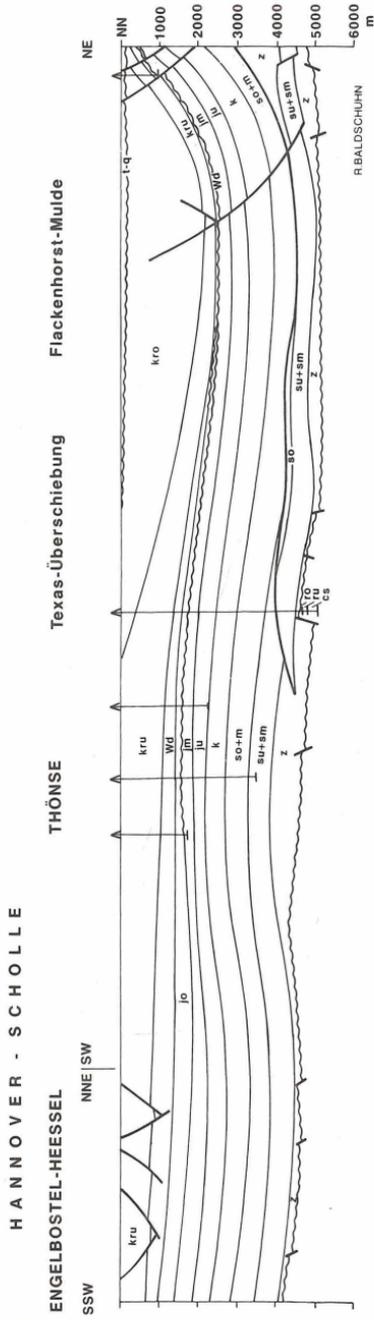


Abb. 13: Neustadt – Engelbostel – Heeßel mit Erdgasfeld Thönse

Die Tiefenlage der Zechsteinbasis schwankt zwischen 3700 m im W und 4900 m u. NN im E. Insgesamt ist der Sockel unterhalb der Strukturfirste leicht aufgewölbt.

Restsalzkissen des Zechstein haben sich in den Strukturabschnitten Neustadt, Engelbostel, Schloß Ricklingen und Thönse erhalten. Sonst ist das Zechsteinsalz weitgehend in die im N und S sowie im E liegenden Salzstrukturen abgewandert.

Unter sehr dünner Tertiärbedeckung im N und unter Quartär im S streicht im westlichen Teil der Struktur Wealden und Oberjura aus, gegen ESE taucht die Aufwölbungsachse generell ab, und immer jüngere Schichten sind auf der Firste erhalten (Oberalb bei Burgdorf). Westlich des Burgdorf-Grabens transgrediert Campan über dem Strukturscheitel.

Auffallend an der Aufwölbungsstruktur ist, daß Trias und tieferer Jura nur geringfügig aufgewölbt sind, daß die Aufwölbung in den jüngeren Schichten, im Oberjura, Wealden und vor allem in der Unterkreide sich jedoch deutlich verstärkt. Diese Schichten zeigen gegen die Aufwölbungsachse hin ein deutliches Anschwellen der Mächtigkeit, zum NNE- und SSW-Rand hingegen wird die Schichtenfolge von Oberjura bis Unterkreide geringmächtiger und lückenhafter. Somit ist die Struktur Neustadt-Engelbostel-Heeßel ein typisches Beispiel eines in der Oberkreide invertierten ehemaligen Beckens.

Die Strukturteile Engelbostel und Heeßel werden von sich im Streichen ablösenden Scheitelgräben durchzogen, deren Randstörungen aber allgemein im Oberjura wurzeln und die tieferen Schichten nicht durchsetzen.

Zieht man die magnetische Karte (BGR 1975) und die Gravimeterkarte (PLAUMANN 1983) hinzu, erkennt man unter dem Strukturzug sowohl eine magnetische als auch eine Schwere-Anomalie, also Bereiche höherer Magnetisierung bzw. höherer Dichte im präsalinaren Untergrund. Inkohlungsmessungen in Unterkreide- und jurassischen Tonsteinen haben eine höhere Inkohlung im Strukturbereich nachgewiesen.

Die Genese der Struktur ist folgendermaßen zu entschlüsseln:

Mit Beginn des Oberjura bildete sich auf der Hannover-Scholle ein stärker absinkendes Becken aus, in dessen Achse zwischen Dogger und Oberjura Konkordanz herrschte. Gegen die Ränder im N und S griff der Mittelkimmeridge auf oberen Dogger über. Die Einsenkung des Beckens setzte sich im Wealden fort. Der im Beckenzentrum vollständige und recht mächtige Wealden griff am SW-Rand nahe der Struktur Bokeloh diskordant auf Dogger über. Die Einsenkung der Strukturachse verstärkte sich in der Unterkreide, die im Axialbereich sehr mächtig wurde. Im Westabschnitt des Strukturzuges kann man das nicht mehr erkennen, da hier die Unterkreide später vollständig abgetragen wurde.

Während des Inversionsaktes im Coniac bis Campan wurde die ehemalige Beckenachse herausgewölbt und der Scheitelbereich tiefgründig abgetragen. Die Aufwölbung verursachte das Aufreißen der Dehnungsgräben in der Strukturfirste. Einer der Gründe für diese Herauswölbung und Inversion ist, daß im Untergrund ein Pluton eindrang, der die magnetische und gravimetrische Anomalie verursachte und auch durch höhere Erwärmung zu der beobachteten höheren Inkohlung führte.

Im Gegenzug bildete sich entlang der Nordflanke der Aufwölbung die Fuhrberg-Großmoor-Synkline aus, die mit mächtigen Oberkreidesedimenten gefüllt wurde. Die Aufwölbungsbewegungen waren Ende Maastricht abgeschlossen, das Eozän-Meer überdeckte die zur Ruhe gekommene und eingerumpfte Struktur. Durch die jungtertiäre Kippung NW-Deutschlands gegen N wurden die tertiären Deckschichten im Pliozän wieder teilweise abgetragen.

Etwas nördlich der Strukturachse liegt die flache und isolierte Aufwölbung Thönse über einem Restsalzkissen. 1952 wurde hier in Kalksandsteinen des Bathonium, in Sandsteinen des Mittelrhät und in Karbonaten des Obermalm Erdgas, Naßgas und Kondensat entdeckt (JORDAN 1975, BOIGK 1981, ACHILLES et al. 1991). Die Lagerstätte ist rundlich oval

und wird durch 9 Sonden erschlossen. Die Herkunft des Erdgases war lange ungeklärt. Heute weiß man, daß das Gas aus dem hochinkohlten (1,2% Rr) (BINOT et al. 1993) Posidonienschiefer stammt, also aus einem Erdölmuttergestein. Die hohe Inkohlung des Muttergesteins wird auf das Aufdringen des Magmenkörpers unter der Struktur zurückgeführt. Seit Inbetriebnahme des Feldes 1958 sind ca. 2,5 Mrd. m³ (Vn) gefördert worden.

Der Erdgasspeicher Engelbostel war der erste Untertage-Aquifer-Gasspeicher Deutschlands (FORCHE 1949) und wurde seit 1953 zuerst mit Kokereigas, ab 1973 mit Erdgas betrieben. Die Speicherhorizonte bilden 2 Sandsteinlagen des mittleren Wealden mit einer Netto-Mächtigkeit von ca. 30 m etwa 140 m u. NN, die schwach aufgewölbt sind und durch Valendis-Tone bedeckt werden. Er ist für ein Gesamtvolumen von 200 Mio m³ ausgelegt und verfügt über eine maximale Arbeitsgaskapazität von 40 Mio m³ (NLfB 1996). Bald nach der Befüllung zeigte sich jedoch, daß der Speicher nicht vollständig abgedichtet war. Bevorzugt entlang der Randstörungen der Scheitelgräben in der Umgebung des Flughafens Langenhagen kam es zu Entgasungserscheinungen. 1997 wurde deshalb beschlossen, den Speicher aufzugeben.

FORCHE 1949, LANG 1962, 1967, JORDAN 1975, BGR 1975, JORDAN 1980, BOIGK 1981, KOCKEL 1981, PLAUMANN 1983, BALDSCHUHN 1985, ACHILLES et al. 1991, BINOT et al. 1993, NLfB 1996

5.1.5 Strukturzug Schessinghausen-Graben – Schessinghausen – Husum – Steinhuder Meer – Bokeloh – Stemmerberg-Überschiebung – Limberg-Überschiebung („Steinhuder Meer-Lineament“)

Der in sich sehr heterogen gebaute und aus vielen Einzelementen zusammengesetzte Strukturzug beginnt bei Nienburg/Weser an der Struktur Blenhorst und zieht sich in NW-SE-Richtung über Husum, Steinhude, Kolenfeld, den Stemmerberg und Gehrden bis Elze an der Leine. Er sitzt dem „Steinhuder Meer-Lineament“ auf, einer der bedeutendsten Sockelfugen in NW-Deutschland, die das östliche Niedersachsen-Becken vom westlichen Niedersachsen-Becken trennt.

5.1.5.1 Schessinghausen-Graben (Abb. 14)

Der Schessinghausen-Graben ist die nordwestlichste Struktur über dem Steinhuder Meer-Lineament. Er mündet im NNW in die E-W-streichende Überschiebungsstruktur Blenhorst ein. Im S bestehen Verbindungen zu der Salzstruktur Schessinghausen, in deren Scheitelstörungen er einmündet.

Im Sockel wird die Grabenstruktur von einer NNW-SSE-streichenden gegen W abfallenden Schollentreppe unterlagert. Die Zechsteinbasis liegt auf den unterschiedlichen Teilschollen zwischen 3500 und 4000 m u. NN.

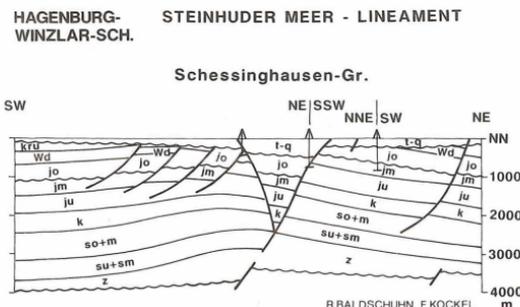


Abb. 14: Schessinghausen-Graben

Der y-förmige Graben ist im Durchschnitt 3–4 km breit und insgesamt ca. 10 km lang und überlagert eine 500–800 m hohe Zechsteinsalz-Kissenbrücke zwischen den Strukturen Blenhorst und Schessinghausen. Die Hauptgrabenrandstörung liegt im Osten. An ihr ist die Oberjura-Basis bis zu 800 m, die Tertiärbasis maximal 200 m verworfen. Im Graben selbst ist Miozän und bis zu 80 m mächtiges Quartär erhalten, das auf den Grabenschultern fehlt (nur 10–30 m q).

Wahrscheinlich bestand im heutigen Grabenbereich schon im Dogger eine Hochlage mit einer E-fallenden Scheitelstörung, die sich im Laufe des Oberjura zu einem Scheitelgraben über der sich langsam ausbildenden Salzkissenbrücke umwandelte. Der Kissenfuß der südöstlich anschließenden Salzstruktur Schessinghausen-Husum wölbte sich im Zeitraum Alb-Turon stark auf. Während der Inversionsphase im Coniac-Campan wurde der Graben zwar nicht als Einzelstruktur invertiert, aber als Teil des Niedersachsen-Beckens stark herausgehoben und abgetragen. Die Paläozän-Transgression fand einen herausgehobenen Graben vor, dessen Füllung weniger stark erodiert war als die Grabenschultern. Die Tertiärabfolge zeigt eine bedeutende Schichtlücke zwischen Untereozän und Mitteloligozän, was auf eine erneute Heraushebung schließen läßt. Erst im Miozän wurde der Graben erneut abgesenkt und die Tertiärbasis um 200–300 m verworfen. Ob diese Grabeneinsenkung auch im Quartär weiter anhielt, ist umstritten.

BOIGK 1968, 1981, LÜTTIG & MEYER 1980, VOSS 1982, 1991, KUSTER 1988, BALDSCHUHN & KOCKEL 1998

5.1.5.2 Schessinghausen (Abb. 15)

Das hoch herausgehobene Salzkissen Schessinghausen, das durch das Auftreten eines Salzkeiles und einer salzgefüllten Spalte kompliziert wird, bildete sich ebenfalls über dem Steinhuder Meer-Lineament. Von NNW mündet der Schessinghausen-Graben in die Struktur ein, nach SSE besteht eine Verbindung zur Salzstruktur Husum. Von NE her mündet der Linsburg-Graben in die Struktur ein.

Im Sockel wird die Struktur von einem langgestreckten, 4–5 km breiten Graben unterlagert, der in zahlreiche kleine Teilschollen zerblockt ist. Die Zechsteinbasis liegt bei 3300–3800 m u. NN und steigt nach SSE zur Struktur Husum steil an.

Die Oberbau-Struktur ist sehr komplex gebaut. Sie überlagert den NNW-lichen Kissenfuß der Salzstruktur Husum. Der E-Flügel der Struktur ist stärker herausgehoben als der W-Flügel. An der E-Randstörung ist Salz bis zum Niveau der Tertiärbasis aufgestiegen und hat die Spalte aufgeweitet, die sich zum Salzstock Husum hin öffnet. Der Tertiärgraben selbst ist asymmetrisch und wird von dem Westflügel des Salzkissens und seinen gestörten Deckschichten unterlagert. Zechsteinsalz ist als Keil in das Röttniveau eingedrungen. Dieser Salzkeil zieht sich bis zur Struktur Steinhuder Meer hin.

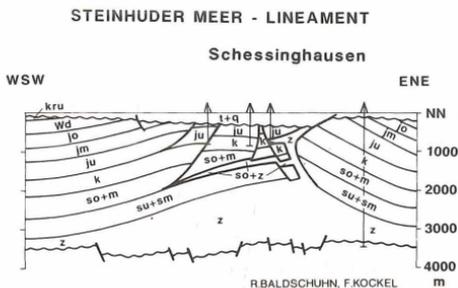


Abb. 15: Schessinghausen

Die Salzkissenbildung begann wahrscheinlich bereits im Lias oder im Dogger. Über dieser Aufwölbung bildete sich eine gegen E einfallende Störung aus. Im Oberjura und in der Unterkreide verlief die Trennfuge zwischen dem östlichen und dem westlichen Niedersachsen-Becken im Strukturbereich. An dieser Trennfuge fanden Differential-Bewegungen statt, gleichzeitig wurde der Kissenfuß weiter herausgehoben, die Decksedimente wurden erodiert. Während der Inversionsphase des Niedersachsen-Beckens im Zeitraum Coniac-Campan wurden auch der Strukturbereich selbst und die benachbarten Schollen invertiert. Dabei hob sich die E-Scholle mit dem Linsburg-Graben stärker heraus als die W-Scholle. Durch die kompressive Beanspruchung drang Salz in die östliche Randstörung ein und preßte sich als Salzkeil im W in das Rötiveau. Durch die starke Heraushebung wurde die Struktur bis in das Niveau des Lias bzw. des Muschelkalk abgetragen.

Im Miozän senkte sich dann das Südende des Schessinghausen-Grabens über dem Dach der Struktur ein. In ihm konnte sich Jungtertiär erhalten.

PLAUMANN 1983, JARITZ 1983, VOSS 1982, 1991, KUSTER 1988, BALDSCHUHN, BEST & KOCKEL 1991, BALDSCHUHN & KOCKEL 1991, 1998

5.1.5.3 Husum (Abb. 16)

Die Salzstruktur liegt ebenfalls über dem Steinhuder Meer-Lineament. Im NNW ist sie mit der Struktur Schessinghausen verbunden, im SE mit der Struktur Steinhuder Meer. Von NE mündet der Linsburg-Graben ein.

Der subsalinare Sockel ist an steilen gegeneinander einfallenden Aufschiebungen zu einer komplexen „pop up structure“ aufgedrückt, die sich aus einer Zentralscholle, einer W- und einer E-Scholle zusammensetzt. Das Herauspressen dieses „steilen Zahns“ der sich gut in der 3D-Seismik abbildet und außerdem durch mehrere Bohrungen erfaßt wurde, ist die Folge von Kompressionsbewegungen bei gleichzeitigen Horizontalbewegungen („transpression“) am Steinhuder Meer-Lineament. Man bezeichnet eine solche Sockelstruktur auch als „escape block“. Der herausgepreßte Horst setzt sich unter die Struktur Steinhuder Meer fort.

Im Oberbau erscheint die Struktur wie ein asymmetrisch gebauter Salzstock, dessen NE-Flanke stärker herausgehoben wurde als die W-Flanke. Unter der NE-Flanke ist noch ein bedeutender Kissenfuß erhalten, an der W-Flanke deutet sich ein kleiner Salzkeil im Rötiveau an.

Das Steinhuder Meer-Lineament hatte sich bereits vor Ablagerung des basalen Zechstein als Störung bemerkbar gemacht, da der Kupferschiefer auf den einzelnen Teilschollen von unterschiedlichen Oberkarbon-Stufen unterlagert wird. Auch im Buntsandstein und im Keuper bewegte sich die Sockelfuge.

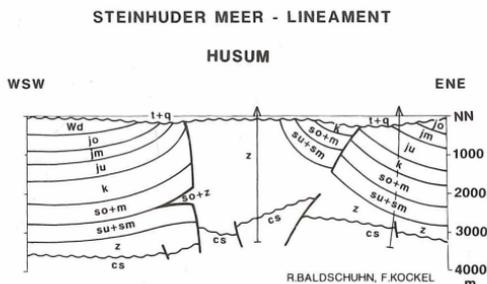


Abb. 16: Husum

Ein Salzkissen entstand allerdings erst nachweislich im Lias oder Dogger. Es hob sich im Oberjura weiter heraus, was man an der diskordanten Lagerung des Serpult im firstnahen Bereich erkennen kann. Die Bereiche westlich und östlich des Lineamentes sanken auch während der Unterkreide unterschiedlich stark ein.

Während der Inversionsphase im Coniac-Campan wurde die gesamte Struktur kompressiv beansprucht. Wahrscheinlich traten dabei auch Horizontalbewegungen längs des Lineamentes auf. Diese transpressiven Bewegungen verursachten das Herauspressen des Sockelhorstes und das Aufreißen der Deckschichten des Kissens. Salz trat an der Oberfläche aus. Die Struktur wurde vor der Campan-Transgression und erneut während der landfesten Periode an der Kreide-Tertiärgrenze tiefgründig erodiert. Während des Alttertiärs, das die gesamte Struktur überdeckte, kam es zu einem weiteren Zustrom von Salz aus den Flankenbereichen in die Struktur hinein. Im Gegenzug senkten sich tertiärgefüllte, nachschubbedingte Randsenken über den Strukturflanken ein. Die Füllung dieser Randsenken wurde in den Erosionsperioden im Obereozän-Unteroligozän, vor dem Untermiozän und im Pliozän teilweise wieder abgetragen.

Die Erdgaslagerstätte Husum ebenso wie der Erdgasfund Schneeren/Schneeren West ist an die oberkarbonen Sandsteine des Sockels gebunden, die tektonisch stark zerrüttet und deshalb permeabel sind. Die Lagerstätte, 1986 entdeckt, wird durch 9 Bohrungen erschlossen. Es ist eine der ergiebigen Lagerstätten, die aus dem Oberkarbon fördert. Ihre Erschließung wurde erst durch den Einsatz von 3D-Seismik möglich, die den komplizierten Schollenbau im Sockel dreidimensional abbildete. Der Erdgasfund Schneeren Ost wurde im basalen Zechstein (Hauptdolomit) gemacht. Bislang wurden aus den Lagerstätten ca. 2,2 Mrd. m³ (Vn) Erdgas gefördert.

ALBRECHT 1916, RÖDIGER 1960, VOSS 1982, KOSMAHL 1982, BALDSCHUHN, BEST & KOCKEL 1991, HOLLMANN et al. 1998, BALDSCHUHN & KOCKEL 1998

5.1.5.4 Steinhuder Meer

Das kompliziert gebaute und stark durch Transpressionsbewegungen deformierte Salzkissen liegt ebenfalls über dem Steinhuder Meer-Lineament. Strukturelle Verbindungen bestehen gegen NW zur Struktur Husum und gegen SE zur Struktur Bokeloh. Der Kenntnisstand ist unzureichend, da seismische Linien im Bereich des Steinhuder Meeres bislang nicht vorlagen.

Der SW-Teil des Kissens wird von einem Sockelhorst unterlagert, der sich mit NNW-Streichen in die „pop up“ Struktur unter der Struktur Husum fortsetzt. Dieser Horst ist vermutlich gegen NE auf eine gegen ENE einfallende Tiefscholle aufgeschoben. Über dem Horst liegt die Zechsteinbasis in einer Tiefe von ca. 3000–3200 m, südwestlich davon bei 3500 m und nordöstlich bei 3800 m u. NN.

Die NNW-SSE-streichende Struktur ist ein ca. 10 km langes und ca. 5 km breites Salzkissen aus Zechsteinsalz mit asymmetrischem Querschnitt. Im Firstbereich kommen Unterer und Mittlerer Buntsandstein bis an die Basisfläche des Tertiär. Unter der NE-Flanke ist der Salzkissenfuß besser erhalten als an der SW-Flanke. Nördlich des Steinhuder Meeres sind die Flanken relativ flach, vor allem die SW-Flanke, südlich des Sees in Annäherung an die Struktur Bokeloh steilen sie sich stark auf. An einer NNW-SSE-streichenden Scheitelstörung ist der Untere und Mittlere Buntsandstein der SW-Flanke abgesenkt. An der gleichen Flanke ist ein Zechsteinsalz-Keil in das Röttniveau eingedrungen, der die Schichten der höheren Trias und des Jura aufgesteilt hat.

Dieser Salzkeil unterlagert im SE-Teil der Struktur direkt die tertiäre Füllung einer mächtigen Subrosions- und Salzabwanderungssenke, die als Fortsetzung der sekundären Randsenke der Salzstöcke Bokeloh und Husum gedeutet wird. An der SW-Flanke trennt eine

SW-fallende Abschiebung die tief eingesenkten Jura- und Unterkreide-Schichten der Hagenburg-Mulde von dem steil aufgerichteten Lias und Dogger der SW-Flanke.

Bereits seit dem Rotliegend bestand über dem Steinhuder Meer-Lineament eine aktive Störungszone im Deckgebirge, die sich im Buntsandstein und im Keuper bewegte. Zur Salzkissenbildung kam es über der Sockelfuge allerdings erst im Oberjura. Salzzuwanderung verstärkte sich während der Unterkreide und im Cenoman-Turon. Während der Inversionsphase im Coniac-Campan, die das gesamte Niedersachsen-Becken ergriff, kam es zur bedeutenden Umgestaltung der Kissenstruktur. Der Sockelhorst wurde gegen NE herausgepreßt, das Salz im Kissen stieg weiter auf, die Flanken versteilten sich, und Salz wanderte als Keil in das Röttniveau ein. Auch wurde Salz an der Scheitelstörung ausgepreßt. Während der Inversionsphase und in der Zeit starker Meeresspiegelabsenkung an der Kreide-Tertiärgrenze wurden die steilgestellten Flanken bis auf den triassischen Kern und den Salzkeil hinab erodiert. Salz wanderte auch in der Längsrichtung in die Salzstrukturen Husum und Bokeloh ein. Wo das Salz freilag, wurde es abgelagert. Dadurch senkte sich das Kissen und seine Flanken wieder etwas ein und das transgredierende Mitteloligozän-Meer fand im Scheitelbereich eine Senke vor, die bis zum Miozän (Reinbek) mit marinen Sedimenten aufgefüllt wurde.

ALBRECHT 1916, RÖDIGER 1960, GRAMANN 1979, 1982, JORDAN 1979, KOCKEL 1981, BOIGK 1981, BALDSCHUHN 1985, BALDSCHUHN, BEST & KOCKEL 1991, HOLLMANN et al. 1998

5.1.5.5 Bokeloh (Abb. 17 und Abb. 18)

Die Salzstruktur Bokeloh entstand ebenfalls über dem Steinhuder Meer-Lineament im Sockel. Der komplex gebaute und gepreßte Salzstock streicht NW-SE und hat im NW Verbindung mit der Struktur Steinhuder Meer und im SE mit der Struktur Stemmerberg. Im mittleren Teil der Struktur mündet die aus WNW heranreichende Verlängerung der Rehburg-Störung in ihn ein. Am SE-Ende besteht eine Verbindung mit dem NE-streichenden Bad Nenndorf-Graben.

Der Sockel ist durch NE-vergente Aufschiebungen und Abschiebungen in schmale Streifenschollen gegliedert. Die Zechsteinbasis fällt von 3200 m u. NN. im SW auf rund 4000 m u. NN. im NE ab.

Die Längserstreckung des Salzstockes beträgt ca. 11 km, die Breite 1–2 km. An der NE-Flanke ist ein hoher Kissenfuß erhalten, der die Schichten vom Buntsandstein bis zur Oberkreide aufsteilt. An einer z. T. subhorizontal verlaufenden Auf- bzw. Überschiebung (im Schnitt Abb. 17 eine Phänoabschiebung) ist der höchste Teil der NE-Flanke gegen NE aufgeschoben. Im Scheitelbereich der Struktur sind Schollen von Unterem und Mittlerem Buntsandstein an steilen Störungen emporgeschleppt, im Zentrum der Struktur steht Salz unter geringmächtigem Tertiär oder Quartär an. Asymmetrische tertiärgefüllte Senken, die

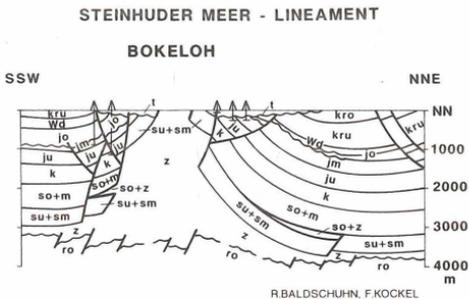
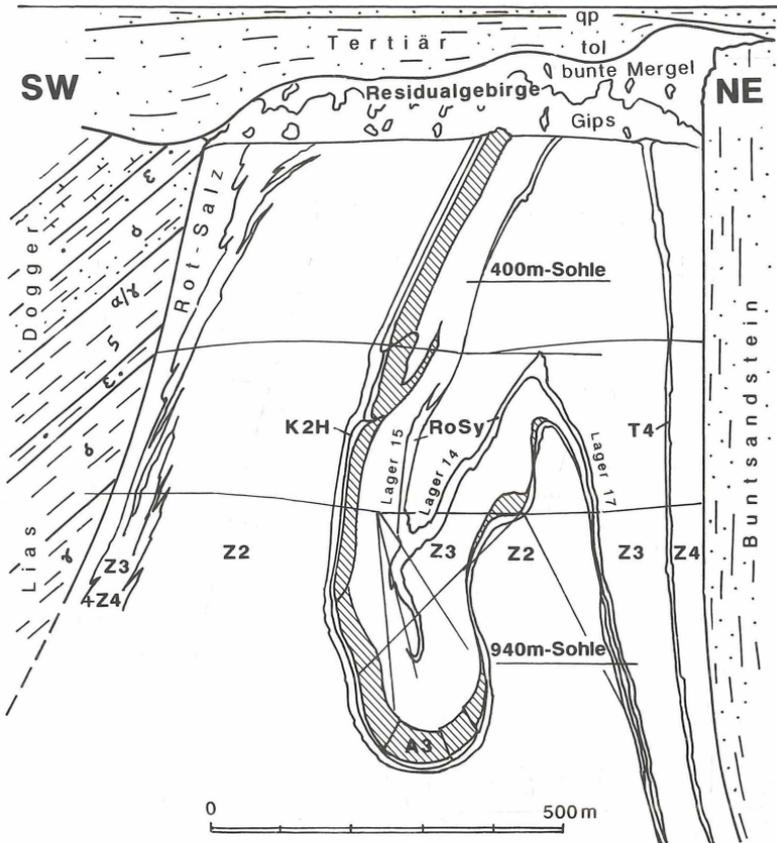


Abb. 17: Bokeloh

man als sekundäre oder aber nachschubbedingte Randsenken betrachten kann, begleiten beiderseits den Zentralteil der Struktur. Die SW-Flanke wird von steilstehenden Störungen durchsetzt, ein Kissenfuß ist kaum noch vorhanden, dafür tritt ein kleiner Salzkeil im Röt-niveau auf. Die hohe Mächtigkeit des Oberjura an der SW-Flanke weist darauf hin, daß die SW-Flanke bereits zum oberjurassischen Rehbürg-Graben zu rechnen ist, der hier in die Struktur Bokeloh einmündet. Die steilen Störungen sind als Verlängerung der Rehbürg-Störung, der N- bis NE-Randstörung des Rehbürg-Graben anzusehen.

Der Innenbau des Salzstockes wird durch das Grubengebäude Sigmundshall bis in eine Tiefe von 940 m erschlossen (siehe Abb. 18). Am südwestlichen Salzstockrand ist Röt-salinär in den Diapir eingebaut. Gegen NE folgt ein Hauptsattel mit stark verschuppter und tektonisierter SW-Flanke (Z3 und Z4). Im Kern dieses Sattels ist Na₂ bis an den Gipshut emporgeflossen. In einer steilstehenden bis leicht überkippten Mulde, die vom Flöz Staßfurt und dem Hauptanhydrit A3 nachgezeichnet wird, findet sich in einer isoklinalen Lagerung das Flöz Ronnenberg. Im N schließt ein kleiner Sattel an, Gesteine des Aller-Zyklus liegen der NE-Flanke an.



BAUER 1979

Abb. 18: Innenbau der Salzstruktur Bokeloh

Frühe Bewegungen des Steinhuder Meer-Lineaments lassen sich im Strukturabschnitt Bokeloh nicht direkt nachweisen, sind aber wahrscheinlich. Die Salzkissenbildung setzte im Dogger ein und verstärkte sich im Oberjura. Ab Mittelkimmeridge wurde die SW-Flanke des Salzkissens im SE-Abschnitt der Struktur in den einbrechenden Rehburg-Graben mit einbezogen und stark abgesenkt, wie aus den hohen Mächtigkeiten zu schließen ist. Die Aufwölbung des Salzkissens und die Absenkung der SW-Flanke in den Rehburg-Graben setzte sich im Wealden und in der Unterkreide fort.

Im Coniac-Santon erfolgte die Inversion des Niedersachsen-Beckens und mit ihm die der Strukturen Bokeloh und Rehburg-Graben. Die NE-Randstörung des Rehburg-Grabens, die Rehburg-Störung, wurde in eine Auf- bzw. Überschiebung umgeformt, an der die hohen Flankenbereiche der NE-Flanke abgesichert und nach NE überschoben wurden. Diese Überschiebungsbahn muß durch den Salzkörper hindurchgeschlagen sein. Das Salz in der Kissen-Kulmination wurde nach oben diapirartig herausgepreßt und die SW-Flanke von Störungen zerschlagen. Auch die im Sockel auftretenden steilen Aufschiebungen resultierten aus der transpressionalen Phase. Vor dem Campan und noch einmal an der Wende Kreide-Tertiär wurde die Struktur tiefgründig abgetragen. In Senken über den hohen Flanken, die durch das Nachströmen von Salz in den Diapir entstanden, lagerte sich Mittelloigozän bis Miozän ab, das bei der pliozänen allgemeinen Hebung nicht vollständig erodiert werden konnte.

Über eine südöstliche Fortsetzung der Erdgaslagerstätte Husum unter die Struktur Bokeloh ist nichts bekannt, da die Bohrung Kolenfeld Z1 eine Tiefscholle im Sockel antraf und deshalb nicht fündig wurde.

In der Struktur ist das Grubengebäude des Kaliwerkes Sigmundshall mit den Schächten Sigmundshall (1898–1905), Weser (1909–1913) und Kolenfeld (1965–1968) aufgeföhren worden. Weser wurde bereits 1923 wieder stillgelegt, Sigmundshall 1932. 1949 wurde die Förderung wieder aufgenommen. Es wird das Kaliflöz Staßfurt in armer Hartsalzfazies (11 % K_2O) und das Flöz Ronnenberg des Leine-Zyklus in Sylvinit-Ausbildung (17% K_2O) gebaut.

BAUER 1979, VOSS 1979, BOIGK 1981, KOCKEL 1981, BALDSCHUHN & KOCKEL 1998,

5.1.5.6 Stemmerberg (Abb. 19)

Die Struktur Stemmerberg bildet morphologisch eine kleine WNW-ESE-streichende bis 122 m aufsteigende Erhebung zwischen Stemmen, Göxe, Barrigsen und Lathwehren SW von Seelze. Sie wird aufgebaut von den hier gegen NNE einfallenden Wealden-Sandsteinen der NNE-Flanke, die geringmächtigen Serpulit und Kalksandsteine des höheren Dogger (Bathonium) überlagern. Die Gesamtstruktur läßt sich aber in den wenigen Tagesaufschlüssen nicht erfassen. Erst zahlreiche Flach- und Tiefbohrungen sowie reflexionsseismischen Messungen haben zur Entschlüsselung der Struktur geführt.

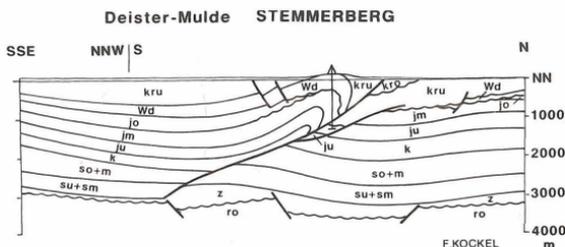


Abb. 19: Stemmerberg

Die übertage anstehenden Schichten des Stemmerberges gehören zu einer Überschiebungsstruktur, die im SE-Teil der Struktur Bokeloh beginnt, nördlich des Stemmerberges nach SE zieht, den Gehrden Berg gegen den Salzstock Benthe abgrenzt und in der Struktur Limberg ihre Fortsetzung findet. Gut untersucht ist die Überschiebung nur im Abschnitt Stemmerberg, weiter im SE wurden die Bohrungen Gehrden 1–3 auf die gleiche Struktur angesetzt (vgl. Abb. 52 nach RIEDEL 1940).

Die Struktur ist als leicht nordvergent überkippter Sattel zu bezeichnen, dessen NNE-Schenkel an einer großen Überschiebungsbahn abgesichert ist und vor und unter dessen Stirn eine schmale Oberkreidemulde eingeklemmt ist. Die Überschiebung fällt mit ca. 40° nach SW ein und wurzelt im Zechstein. Auffallend ist die unterschiedliche Schichtenabfolge auf der überschiebenden und auf der überschobenen Scholle: im SW ist die Schichtenfolge konkordant und mächtig mit Oberjura, Wealden und mächtiger Unterkreide. Im NE, auf der überschobenen Scholle, transgrediert das Hauterive direkt auf Dogger. Im Sattelnern verschwindet der transgressive Serpultit unter diskordant auflagerndem Wealden.

Neuere, nach Drucklegung der Karte 1987 vermessene reflexionsseismische Profile zeigen, daß die im SW der Stemmerberg-Aufwölbung parallel zu dieser gegen SE streichenden, als NE-fallende Abschiebungen gedeuteten Störungen in Wirklichkeit SW-fallende, NE-vergente Überschiebungsbahnen sind, die parallel zur Hauptüberschiebung verlaufen.

Unter der Struktur ist der Sockel gestört.

Über die Bewegungsgeschichte der Stemmerberg-Struktur in der Trias und im tieferen Jura ist nicht viel bekannt, da die Reflexionsseismik qualitativ höheren Ansprüchen nicht genügt. Im Oberjura bildete die heutige Überschiebungsfläche eine bedeutende SW-fallende Abschiebung als Fortsetzung der Rehbürg-Störung. Diese Störung trennte ein Grabenbecken im SW – die Deistermulde und den Deister – mit vollständiger und mächtiger Sedimentation von einem relativen Hochgebiet im NE – dem herausgehobenen SW-Rand der Hannover-Scholle – mit lückenhafter bis fehlender Sedimentation. Auf diesem nordöstlichen Hochgebiet wurde erst ab Hauterive wieder sedimentiert.

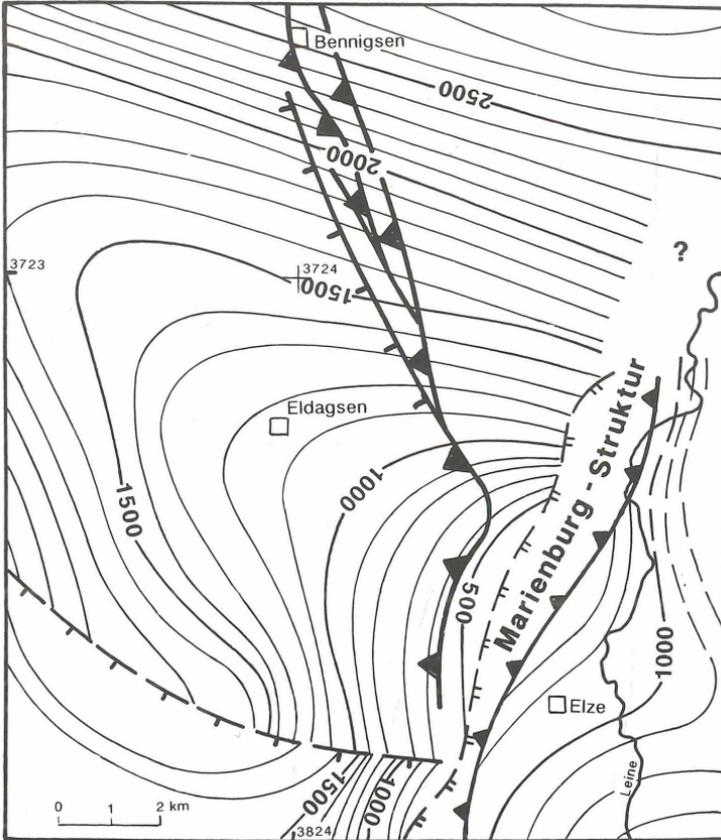
Während der Inversionsphase im Coniac-Santon wurde die sedimentäre Füllung der Deistermulde an der zu einer NE-vergenten Überschiebung umfunktionierten ehemaligen Grabenrandstörung auf die ehemalige Hochscholle aufgeschoben. Vor der Überschiebung bildete sich auf der überschobenen Scholle ein Randtrog aus, der mit santonen Sedimenten mit einem Eisenerzlager an der Basis gefüllt wurde. Dieser Trog wurde im letzten Akt der Inversion selbst noch überfahren. Die Heraushebung und Einrumpfung der Struktur begann sicherlich bereits vor der Campan-Transgression. Über die tertiäre Geschichte der Struktur wissen wir wegen Mangels an datierbaren Sedimenten aus dieser Zeit nur wenig. Alttertiär wurde sicherlich, wie im Raum Bokeloh, abgelagert, im Zuge der pliozänen Hebung aber wieder abgetragen.

In der überschobenen Nordostscholle wurde im Jahre 1948 unter der Überschiebung in Kalksandsteinen des Bathonium der Erdölfund Stemmerberg gemacht. Die Gesamtproduktion belief sich bis 1950 auf nur 158 t.

ALBRECHT 1916, RIEDEL 1940, RÖDIGER 1960, KOCKEL 1981, BALDSCHUHN 1985

5.1.5.7 Limberg (Abb. 20, 21, 22 und 23)

Die Limberg-Struktur zwischen Holtensen und Alferde-Wittenburg wird an der Oberfläche von einigen isolierten Aufschlüssen und kleinen Hügeln wie dem Süllberg, dem Limberg, Abraham und Steinbank mit Muschelkalk und Keuper, Jura und Wealden markiert, die sich perlschnurartig in NNW-SSE-Richtung aufreihen. Die detaillierte Kartierung durch LÜTTIG & ROHDE (1983) und einige ausdeutbare reflexionsseismische Profile



H. JORDAN, F. KOCKEL 1991

Abb. 23: Buntsandsteinbasis im Bereich des „Elzer Achsenknotens“
Limberg-Überschiebung aus der Rötbasis projiziert.

5.1.6 Rehbürg-Graben mit dem Rehbürg-Sattel und die Fortsetzung in die Eldagsen-Springe-Antiklinale

5.1.6.1 Rehbürg-Graben (Abb. 24, 25 und 26)

Im Sockel sind die Randstörungen, Rehbürg-Störung im N und Petershagen-Störung im S, wie auch die internen Störungen ausgebildet und begrenzen die Streifenschollen des Sockels. Die größte Tiefe der Zechsteinbasis liegt bei 4200–4800 m am südlichen Grabenrand. Gegen ESE steigt die Grabenachse gegen die Bad Nenndorf-Störung auf 3600–3700 m u. NN an.

Im Oberbau ist der Rehbürg-Graben ein ca. 14 km breiter und insgesamt 45 km langer komplexer Graben, der westlich der Weser in W–E-Richtung streicht und an der Weser in die NW–SE-Richtung abknickt. Gegen W klingen die Randstörungen aus und der Graben geht in die zentrale Niedersachsen-Scholle über. Im SE stößt er an den NE–SW-streichenden Bad Nenndorf-Graben. Der Graben besitzt eine mächtige Füllung aus Oberjura und Wealden sowie Abtragungsreste mariner Unterkreide. Die Nord-Begrenzung bildet die li-

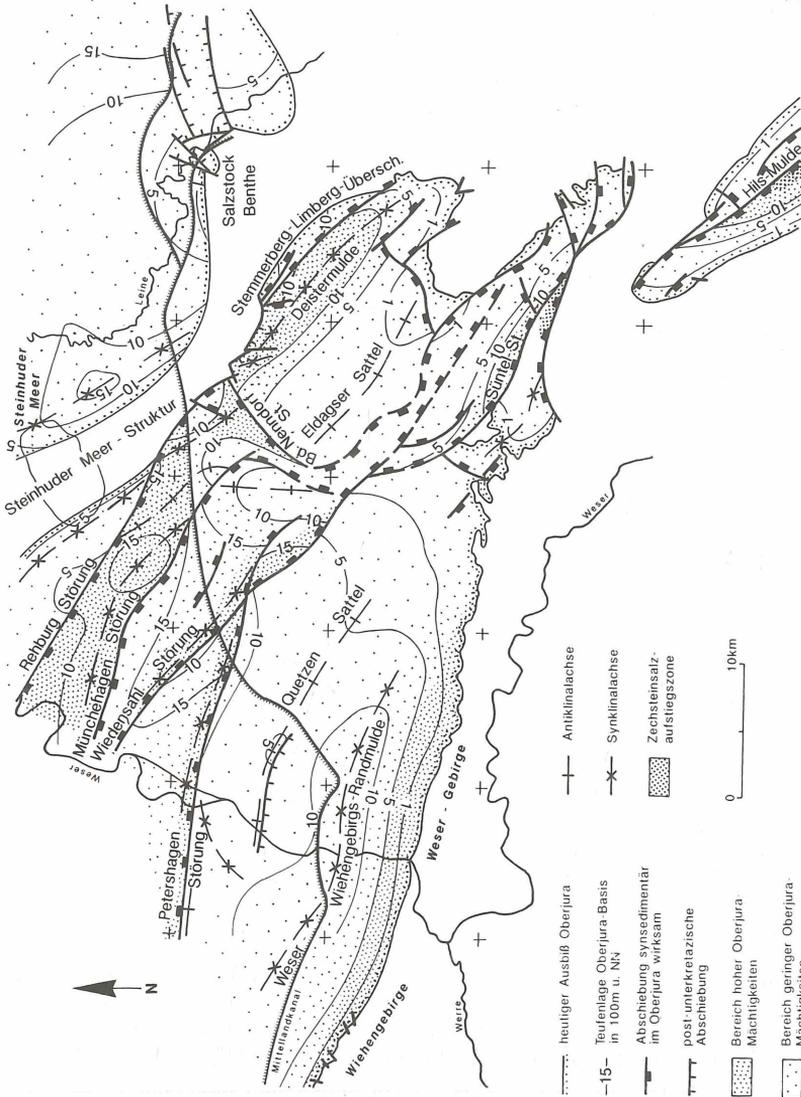


Abb. 24: Oberjura-Schollen im System Reihburg-Graben – Bad Nenndorf-Graben – Eldagsen-Springe-Antiklinale

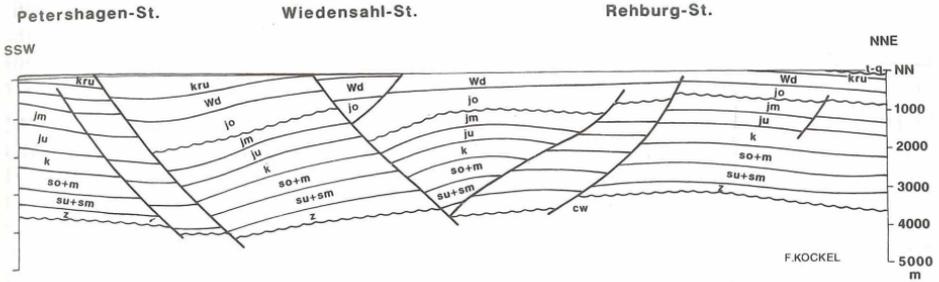


Abb. 25: Rehburg-Graben

strisch gegen S einfallende Rehburg-Störung, die Südbegrenzung die listrisch gegen N fallende Petershagen-Störung. Durch die spitzwinklig zu den Haupttrandstörungen streichenden Uchte-, Münchehagen- und die Wiedensahl-Störung wird der Graben in eingekippte Teilschollen gegliedert. Der Bereich zwischen der Münchehagen- und der Wiedensahl-Störung bildet das Grabenzentrum, die Achse größter Oberjura-Mächtigkeiten liegt unmittelbar nördlich vor der Wiedensahl-Störung.

Die Rehburg-Störung zeigt einige charakteristische Besonderheiten. Im Abschnitt Stolzenau/Weser hat die Bohrung Johanna 14 auf Wealden überschobenen Serpulit angetroffen, ein deutlicher Hinweis darauf, daß diese Hauptgrabenstörung post-unterkretazisch revers bewegt wurde. In die gleiche Richtung weisen auch die Beobachtungen von Salzkeilen, die von der Hauptstörung ausgehend, in das Rötiveau der nördlichen Grabenschulter eindringen sind, so bei Bahrenborstel, Uchte, Stolzenau und Rehburg. Durch das Eindringen des Zechsteinsalzes wurden die über dem Röt liegenden Schichten aufgewölbt und bilden Beulen oder Halbantiklinalen bzw. gestörte Hochlagen. Die wichtigste dieser, auch oberirdisch erkennbaren Hochlagen ist der Rehburg-Sattel (siehe Kap. 5.1.6.2). Die auf der südlichen Grabenschulter gelegenen Hochlagen Wegholm und Quetzen sind jedoch nicht durch solche Salzkeile bedingt.

Die strukturelle Analyse zeigt in der Trias keine Mächtigkeitsveränderungen, der Rehburg-Graben war zu dieser frühen Zeit nicht aktiv. Im Lias läßt die Mächtigkeitsverteilung den Schluß zu, daß sich das Grabengebiet gegenüber der südlich anschließenden Weser-Wiehegebirgsmulde weniger stark einsenkte. Erste Anzeichen einer Grabenbildung erkennt man im Dogger, der höhere Mächtigkeiten im Graben als auf den Grabenschultern aufweist. Diese Tendenz verstärkte sich im Oberjura, besonders ab Mittelkimmeridge. Die stärkste Absenkung der einzelnen, verkippten Grabenschollen erfolgte im Münder Mergel. Im Serpulit und Wealden verringerte sich die differenzierte Absenkung der Einzelschollen. Die Grabenbildung ging aber sicherlich bis in das Apt weiter, obgleich wir dafür keine sedimentären Zeugen mehr haben. Im Alb, Cenoman und Turon war die Grabenbildung zum Stillstand gekommen, das Gebiet senkte sich nur schwach und bruchlos ab.

Im Coniac-Santon erfolgte die Inversion des Niedersachsen-Beckens und damit auch des Rehburg-Grabens. Der Graben wurde herausgehoben, die Nordrandstörung zumindest teilweise revers wieder aktiviert. Dabei kam es zur Einpressung der Salzkeile. An den anderen Störungen läßt sich die reverse Reaktivierung der Abschiebungen nicht nachweisen. Die Grabenfüllung wurde tiefgründig bis auf den Wealden bzw. das Valangin abgetragen. Gleichzeitig drang der Pluton von Uchte ein, der die Sedimente aufheizte und hoch inkohlte. Es ist anzunehmen, daß vor dem Campan >2000 m Sediment abgetragen wurden. Was zusätzlich noch zwischen Maastricht und Untereozän abgetragen wurde, ist nicht zu quantifizieren. Verschiedene Überflutungen im Tertiär erreichten zwar das Gebiet des Rehburg-Grabens, ihre Sedimente wurden aber durch die miozäne und pliozäne Hebung wieder entfernt.

Innerhalb des Grabens liegt die in den 60er Jahren aufgegebene Steinkohlenlagerstätte Lüdersfeld-Beckedorf, wo bis zu einer Tiefe von 510 m unter Flur Wealden-Steinkohle abgebaut wurde. Kumulativ wurden 8,7 Mio t mit mittleren Heizwerten von 30000 kJ gewonnen, auf 2,9 Mio t belaufen sich die sicheren und wahrscheinlichen Reserven.

SCHOTT et al. 1969, TEICHMÜLLER et al. 1979, 1984, JORDAN 1979, KOCKEL 1981, ROHDE 1992, DULCE et al. 1993, GRAMANN et al. 1997, BALDSCHUHN & KOCKEL 1998

5.1.6.2 Rehbürg-Sattel (Abb. 26)

Die Struktur liegt auf der nordöstlichen Grabenscholle des Rehbürg-Grabens zwischen der Rehbürg- und der Münchehagen-Störung. Im NE schließt die auf der nordöstlichen Grabenschulter gelegene Hagenburg-Mulde an. Die Struktur ist somit ein Teil des Rehbürg-Grabens.

Der Sockel bildet unter der Struktur eine NW-SE-streichende Halbantiklinale, die die nordöstliche Grabenschulter des Rehbürg-Grabens unterlagert. Auf der SW-Seite wird diese Halbantiklinale von der Rehbürg-Störung und der von ihr abzweigenden Uchte-Störung abgeschnitten. Die Kulmination der Zechsteinbasis liegt bei 2900–3000 m u. NN.

Der an der Oberfläche austreichende, ca. 10 km lange und 2–3 km breite, elliptische Sattel ist im Kern bis auf den Münder Mergel ausgeräumt. Diese Ausräumung verursachte eine morphologische Senke, die umrandet wird von den härteren Wealden-Sandsteinen der Sattelflanken. Dies ist ein typisches Beispiel einer Reliefumkehr. Im NE begrenzt die Spur der SW-fallenden Rehbürg-Störung und die sie begleitende Uchte-Störung die Struktur. Die Aufwölbung des Wealden und des Obermalm hat drei Gründe.

1. Auf der südwestlichen, den Sattel unterlagernden Grabenscholle des Rehbürg-Grabens ist der Oberjura syndesimentär erheblich angeschwollen. Er bildet eine antithetische Flexur, eine „roll-over-structure“.
2. Während der Inversion wurde die Rehbürg-Störung revers aktiviert und gegenüber der NE-Scholle aufgeschoben, allerdings wurde der ehemalige Abschiebungsbetrag durch die reversen Bewegungen nicht wieder kompensiert („unterkompensierte Aufschiebung“ = „Phäno-Abschiebung“).
3. Das Münder Mergel-Salz wurde während des Inversionsvorganges halokinetisch aktiviert und bildet ein Oberjura-Salzkissen. Im Gegensatz zur Oberfläche des Oberjura ist seine Basis ebenso wie Lias und Dogger nicht aufgewölbt, sondern entlang einer Achse Loccum-Wölpinghausen eingemuldet.

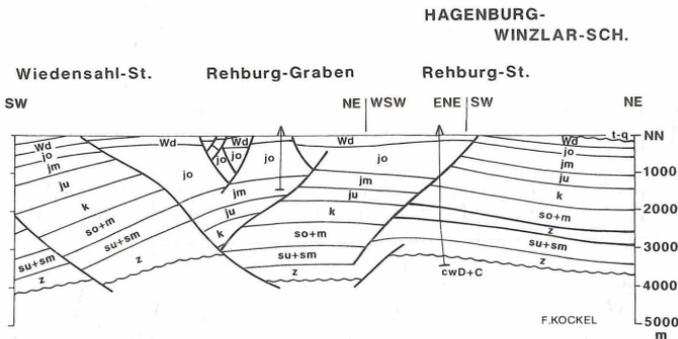


Abb. 26: Rehbürg-Graben und -Sattel

Die Strukturentwicklung begann mit der Grabenbildung im höheren Dogger, die sich im Oberjura verstärkt fortsetzte. SW vor der Randstörung bildete sich eine antithetische „roll-over structure“. Die Absenkung der Grabenscholle setzte sich bis in das Apt fort, gefolgt von bruchloser Einsenkung bis zum Ende des Turon.

Mit der Inversion des Niedersachsen-Beckens im Coniac-Campan wurde der gesamte Rehburg-Graben herausgehoben. Aber auch Teilschollen an Grabenrandstörungen wie der Rehburg-Störung wurden revers gegen NE aufgeschoben. Diese Bewegungen mobilisierten das Zechsteinsalz, das in das Rötiveau intrudierte. Auch das Münders Mergel-Salz wurde mobilisiert und bildete ein halokinetisches Kissen. Die Heraushebung ging einher mit einer tiefgründigen Abtragung bis hinab zum Obermalm vor dem Campan und zwischen Maastricht und Oberpaläozän. Das Münders Mergel-Salz wurde freigelegt und abgelaugt. In der entstehenden Senke konnte sich etwas Mitteloligozän und Miozän erhalten.

Das Salz des Münders Mergel, das auf 500 m anschwillt, wird nicht genutzt. Im „Wealden“ (= Bückeberg-Formation) treten insgesamt 5 Steinkohleflöze auf. Die hohe Inkohlung dieser Kohlen ist auf den Intrusivkörper Uchte zurückzuführen. Abbau auf Steinkohlen ging seit dem 16. Jahrhundert um und wurde erst 1960 eingestellt. Zahlreiche Schächte und Stollen zeugen von der intensiven Ausbeutung, z. B. der Wiedenbrügger Stollen, Atteberg, Schacht Auhagen, Schacht Münchehagen, Schacht Düdinghausen, Emilienschacht. Die letzte Grube, die in den 60er Jahren schloß, förderte aus der Lagerstätte Auhagen-Düdinghausen. Kumulativ wurden 0,2 Mio t Steinkohle mit einem durchschnittlichen Heizwert von 30000 kj gefördert. 5,5 Mio t wahrscheinliche und gesicherte Vorräte sollen noch vorhanden sein.

Am Südrand der Struktur liegt die Tongrube des Klinkerwerkes Sachsenhagen, aus der Tone des Valangin gewonnen und für die Herstellung von roten Klinkern für Hoch- und Tiefbau genutzt werden. Die Tone sind reich an Fossilien (Austern, Cyrenen, Ammoniten).

In den zutage austreichenden Wealden-Sandsteinen waren Steinbrüche angelegt, um Werksteine zu gewinnen. In einem dieser aufgelassenen Steinbrüche bei Münchehagen wurden 1982 eine große Anzahl Dinosaurierfährten entdeckt. Sie stellen heute ein geschütztes Naturdenkmal dar und sind wohl eines der spektakulärsten geologischen Monumente Norddeutschlands. Insgesamt sind 250 Trittsiegel bekannt. Ein Teil davon schließt sich zu 7 Fährten zusammen, die z. T. bis über 80 m zu verfolgen sind. Schrittlängen von ca. 2,75 m und eine Gangbreite von 1,15 m wurden gemessen. Die Trittsiegel stammten von Tieren, die eine Rumpflänge von >5 m hatten, eine Gesamtlänge vom Kopf bis zur Schwanzspitze von 20 m besaßen und die ca. 15 t wogen. Ihr Gang ähnelte dem eines langsam schreitenden Elefanten. Es waren Sauropoden, vielleicht Verwandte des *Apatosaurus*. Eine einzige Spur stammt von einem zweibeinigen, dreizehigen Saurier mit einer Schrittlänge von 2,5 m, einer Länge vom Kopf bis zum Schwanzende von 7–8 m und einer Höhe von 5 m. Es könnte sich um die Trittsiegel eines fleischfressenden Sauriers (vielleicht *Allosaurus*) oder aber um einen *Iguanodon*-ähnlichen Pflanzenfresser gehandelt haben. Das Klima zur Wealdenzeit war feucht-heiß, es entwickelte sich eine üppige Vegetation. Die Ebene des von S her geschütteten Deltas war nur geringfügig mit Wasser bedeckt, in dem die riesigen Saurier von W nach E marschiert sind.

KARRENBERG 1934, FALKE 1944, TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1950, DIENEMANN & FRICKE 1961, TEICHMÜLLER et al. 1979, JORDAN 1979, HOFMEISTER 1979, DULCE et al. 1993, GRAMANN et al. 1997, BALDSCHUHN & KOCKEL 1998

5.1.6.3 Eldagsen-Springe-Antiklinale (Abb. 27 bis 30)

Die Eldagsen-Springe-Antiklinale ist eine langgestreckte NW–SE-streichende Sattelstruktur im Sockel wie im Oberbau, die im NW an der SE-Randstörung des Bad-Nenndorf-Grabens beginnt und im SE an der Marienburg-Überschiebung an der Leine endet.

In der Zechsteinbasis bildet sich die Struktur als eine gegen NW abtauchende Antiklinale ab, die im Bereich des Erdgasfeldes Alfeld-Elze bei Elze mit 1100 m u. NN kulminiert und an ihrer NW-Spitze auf 2800 m u. NN abfällt. Firste und Flanken dieser Struktur werden nur von wenigen, meist streichenden Störungen durchsetzt. Die Aufwölbungsachse liegt unter den Ortslagen Wülfingen, Eldagsen, Springe und Rodenberg.

Im Oberbau wird diese Aufwölbung durch die Tagesausstriche von Mittlerem und Oberem Keuper bei Eldagsen, den Lias und Dogger bei Springe und den breiten Ausstrich des Oberjura zwischen Springe und Rodenberg nachgezeichnet. Die NE-Flanke dieses Sattels wird durch den gegen NE fallenden „Wealden“ (= Bückeberg-Formation) des Deister-Kammes und Deisterhanges gegen die mit Unterkreide gefüllte Deistermulde NE Barsinghausen gebildet. Die SW-Flanke ist komplizierter gebaut. Sie wird durch die streichende Grabenzone von Eimbeckhausen differenziert, dessen SW-Randstörung als Lauenau-Bad Münden-Störung bekannt ist. SW dieser NE-abschiebenden Störung senkt sich die Flanke des Gewölbes in den tiefen Lauenau-Bad Münden-Halbgraben hin ab, der sich gegen SE in den Nesselberg- und den komplex gebauten Osterwald-Graben verlängert. Auch der Wealden des Nesselberges gehört zu dieser gegen SW hin abfallenden Flanke der Aufwölbung. Die eigentliche SW- bzw. Südbegrenzung des ganzen Strukturzuges ist die Süntel-Störung, die sich aus der südlichen Grabenrandstörung des Rehbürg-Grabens, der Petershagen-Störung, herleitet und die sich in die Brünighausen-Hemmendorf-Störung und weiter in das Leinetal-Lineament fortsetzt.

Eine weitere Komplikation der eigentlich recht ruhig gebauten Antiklinalstruktur bildet die Limberg-Überschiebung (siehe Kapitel 5.1.5.7), an der im Röt-Niveau der höhere Teil der Schichtenfolge der Nordostflanke des Sattels in ENE-Richtung gegen die Pattensen-Syncline abgerutscht ist.

Die Einzelteile dieser Großstruktur von NE nach SW sind:

5.1.6.3.1 Deister-Mulde (Abb. 27)

Die Deistermulde ist gegen NE an der Stemmerberg-Überschiebung auf die Hannover-Scholle aufgeschoben. Ihre Achse verläuft an der Oberfläche und für die Unterkreide-Basis ungefähr durch die Ortslagen Bredenbeck, Degersen, Langreder, Eckerde. Im Kern dieser Mulde ist Apt erhalten. SE Wennigsen ist die Mulde durch ein NE-streichendes, aus dem Deister herausstreichendes Grabenelement gestört. Die Mächtigkeiten des Dogger, Oberjura, Wealden und der tiefen Unterkreide – soweit die Kappung eine Aussage zuläßt – nehmen gegen die Muldenachse der Deistermulde zu.

Am S-Flügel der Deistermulde bei Barsinghausen wurde der Schacht Barsinghausen bis auf die Kohlenflöze des Wealden abgeteuft und die Steinkohle bis 1960 gefördert.

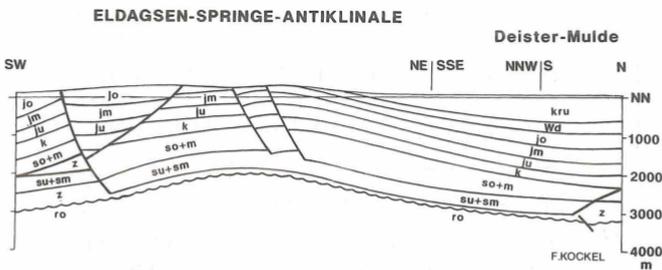


Abb. 27: Deistermulde und Deister

Gegen SW, also zum Deister hin, nehmen die Mächtigkeiten von Dogger, Oberjura und Wealden ab. Der Höhenzug des Deister selbst ist nichts anderes als der Tagesausstrich des Wealden an der hohen Flanke des Eldagsen-Springe-Sattels. Da die Wealdensandsteine härter sind als die unterlagernden und überlagernden Schichten, ist er als Höhenzug herausmodelliert. Zahlreiche, heute aufgelassene Stollen waren zur Gewinnung der Wealdenkohlen in den 5 Flözen aufgefahren worden.

5.1.6.3.2 Scheitelbereich der Eldagsen-Springe-Antiklinale (Abb. 28)

Im Scheitelbereich der Antiklinale bei Springe werden für den Oberjura die geringsten Mächtigkeiten angetroffen. Daß die Antiklinale zur Ablagerungszeit des Oberjura ein Hochgebiet war, zeigt folgender Befund: Bei Völkßen, also an der hohen NE-Flanke der Aufwölbung, transgrediert Mürder Mergel (das sogenannte „Völkser Konglomerat“) auf Korallenoolith bzw. Heersumer Schichten des Oxford unter Ausfall des gesamten Kimmeridge. Mürder Mergel und Serpilit sind atypisch in Schwellenfazies und sehr geringmächtig entwickelt. Diese auffällige Schichtlücke und Mächtigkeitsreduktion ist viel diskutiert worden (STILLE 1905, 1913, SCHÖNDORF 1914, HOYER 1965 u. a.). Aufgrund mikropaläontologischer Befunde von GRAMANN gelang SCHÖNFELD 1979 die richtige stratigraphische Einstufung des „Völkser Konglomerates“ als Mürder Mergel in der Sonderfazies der Caliche (= Kalkkrusten). Die Interpretation der Reflexionsseismik machte klar, daß die Oberflächenbefunde im Raum Springe-Völkßen in einem Gesamtzusammenhang gesehen werden müssen, der nur erklärt werden kann, wenn man in der Eldagsen-Springe-Antiklinale eine alte, oberjurassisch-tiefkretazische Schwellenregion sieht. Über die Natur dieser Paläostruktur während der marinen Unterkreide können jedoch keine Aussagen getroffen werden, da diese flächenhaft erodiert wurde.

Die gestörte Firste des Sattels und der Eimbeckhausen-Graben mit seiner den Südrand bildenden Randstörung, der Lauenau-Bad Mürder-Störung, sind an der Oberfläche nur mit Mühe durch Spezialaufnahmen im Oberjura zu erkennen. Diese Strukturelemente sind in der abgedeckten Karte von 1987 noch nicht klar erfaßt.

5.1.6.3.3 Bad Mürder-Halbgraben (Abb. 28, 29)

Von größerer Bedeutung als der Graben im Scheitelbereich der Eldagsen-Springe-Aufwölbung ist der Bad Mürder-Halbgraben, der gegen SW einkippt und dort von der Süntel-Störung begrenzt wird. Im Schnitt sieht man deutlich, wie die Oberjura-Füllung und insbesondere der Mürder Mergel in diesem Halbgraben stark gegen die südwestliche Randstörung hin anschwillt. Im Mürder Mergel sind hier Salinare ausgebildet, aus denen die Heilquellen von Bad Mürder gespeist werden. Es handelt sich um Schwefel-, Eisen-, Mg-haltige Bitter- und Solquellen mit einer jährlichen Schüttung von 2,2 Mio m³.

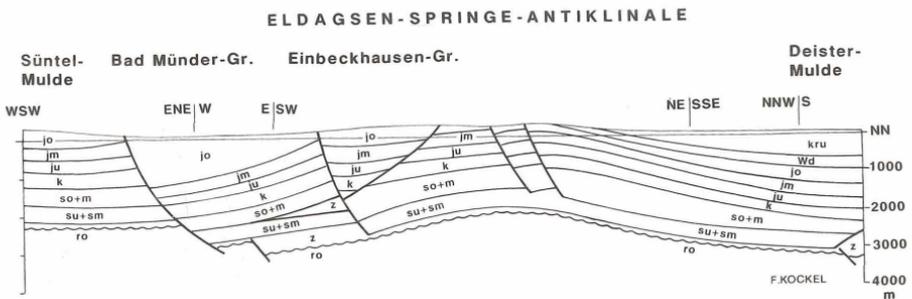


Abb. 28: Scheitelbereich der Eldagsen-Springe-Antiklinale

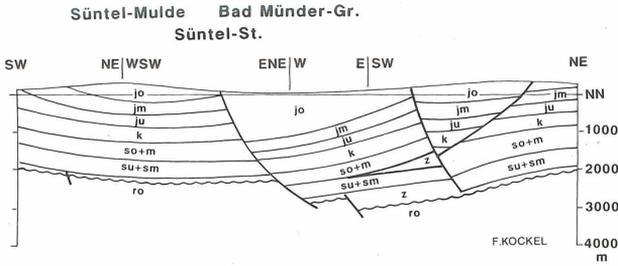


Abb. 29: Bad Münders-Halbgraben mit Süntel-Störung

5.1.6.3.4 Süntelstörung (Abb. 29)

Die Süntel-Störung ist eine der bedeutendsten Störungen in diesem Raum. Sie verläuft von südlich Apelern über Bakede und Hamelspringe nach Hachmühlen. Dort setzt sie sich nach SE in die Brännighausen-Hemmendorf-Störung fort. Der Verticalversatz an dieser Störung beträgt im Niveau der Basis Oberjura 1,5 km. Im Graben ist der Oberjura >1500 m mächtig, auf der südlich angrenzenden Süntelscholle nur 400 m. Auf dieser Hochscholle des Süntels beobachtet man auch Schichtlücken innerhalb der Oberjura-Abfolge, so unter dem Münders Mergel, der dem Kimmeridge direkt auflagert, und noch einmal an der Basis des Serpult. In die Störung ist (örtlich, die Daten sind zu spärlich, um dies regional zu verfolgen) Zechsteinsalz als Keil eingedrungen. Die Bohrung Lauenau Z1 hat einen solchen Salzkeil durchörtert.

5.1.6.3.5 Brännighausen-Hemmendorf-Störung (Abb. 30)

Die östliche Fortsetzung des Bad Münders-Halbgrabens bilden der Nesselberg und der Osterwald, die beide im S von der Brännighausen-Hemmendorf-Störung begrenzt werden. An dieser Störung wird Lias bzw. Keuper im S gegen Wealden und Unterkreide verworfen. Ein Salzkeil hat sich, von der Störungsbahn ausgehend, in das Röttniveau der südlichen Grabenschulter eingepreßt. Diesen Salzkeil hat die Bohrung Hemmendorf Z1 durchörtert. Ein solcher Salzkeil ist sehr wahrscheinlich auch der Zechsteinfund in der Bohrung Brännighausen, der bislang als Salzstock gedeutet wurde (JARITZ 1973). Im gravimetrischen Bild ist dieser Salzkeil sehr deutlich zu erkennen. Er ist über eine Längserstreckung von >25 km nachweisbar.

5.1.6.3.6 Nesselberg

Der Nesselberg ist eine recht einfach gebaute, gegen S und SSW gegen die Brännighausen-Störung eingekippte Scholle aus Oberjura (Korallenoolith am Kamm des Kleinen Dei-

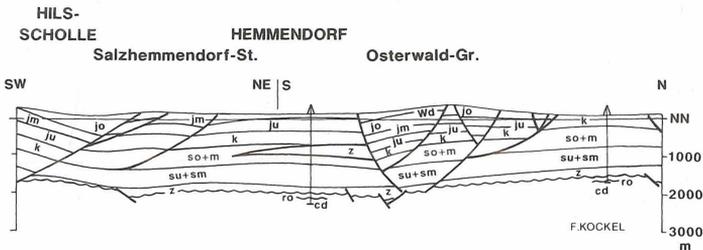


Abb. 30: Brännighausen-Hemmendorf-Störung mit Osterwald-Graben

ster) und Wealden. Die deltaischen Wealdensandsteine wurden hier gebrochen und für berühmte Gebäude wie den Reichstag in Berlin, das Leineschloß oder das hannoversche Opernhaus verwendet. Auf die Wealdenkohlen ging Bergbau um.

5.1.6.3.7 Osterwald-Graben (Abb. 30)

Der Osterwald-Graben ist komplizierter gebaut. Er stellt einen gestaffelten Graben dar, dessen Tiefstes direkt nördlich der Hemmendorf-Störung liegt. Hier ist noch ein Rest von Unterkreide (Hauterive) erhalten.

Im Steinbruch der Otavi-Werke oberhalb Osterwald stehen Untere Bückeberg-Schichten („Wealden“) mit Rinnensandsteinen, Kohleflözen und zwischengeschalteten Tonsteinlagen an, die das deltaische Ablagerungsmilieu widerspiegeln. Die Tonsteine werden gewonnen und zu gelben Klinkern bzw. Schornsteinröhren weiter verarbeitet.

Die Genese des Strukturzuges Eldagsen-Sprunge und die ihn im NE und SW begleitenden Strukturen wie Deistermulde und Lauenau-Bad Münder-Halbgraben bzw. Nesselberg und Osterwald kann man sich folgendermaßen vorstellen:

Innerhalb des sich eintiefenden Niedersachsen-Beckens bildete sich ab Dogger, verstärkt im Oberjura und in der Unteren Kreide ein Senkungsgebiet aus, das die Fortsetzung des Rehburg-Grabens bildete. Im NE wurde dieses Senkungsgebiet von der Stemmerberg-Störung, der Fortsetzung der Rehburg-Störung und im SW bis S von der Süntel-Brünnighausen-Hemmendorf-Störung begrenzt. Im Zentrum dieses Grabens bestand während des Oberjura und des Wealden eine Schwellenregion, auf der es zu geringerer und lückenhafter Sedimentation kam als vor den nordöstlichen bzw. südwestlichen Grabenrändern. Besonders die SW-Flanke sank entlang der Petershagen- bzw. Süntel-Brünnighausen-Hemmendorf-Störung halbgrabenförmig ein. Die Schwellenregion war durch streichende, synsedimentär wirksame Gräben differenziert. Ob diese Schwellenachse auch während der Ablagerung der marinen Unterkreide an der gleichen Stelle bestand, kann nur vermutet werden, da hier die Unterkreidesedimente vollständig erodiert sind. Ab Apt dürfte die bruchhafte Verformung aufgehört haben.

Während der Inversion des Niedersachsen-Beckens im Coniac, Santon und tiefen Campan wurde die ehemalige Oberjura-Wealden-Schwelle stark herausgehoben und teilweise – im SE – bis auf die Trias abgetragen. Gleichzeitig wurde der begleitende Trog im NE, die Deister-Mulde, an der Stemmerberg-Überschiebung auf das nordöstliche Vorland aufgeschoben. Am SW- und S-Rand war die Pressung nicht so stark, obwohl die Süntel-Brünnighausen-Hemmendorf-Störung auch kompressive Überprägung erfuhr und Salzkeile aus Zechsteinsalz in das Rötiveau hineingepreßt wurden. Gleichzeitig mit dieser Hebung erfolgte die Abtragung, deren Produkte sich in Form von Trümmererzen und sandigen Sedimenten des Santon in der überschobenen Mulde vor der Stemmerberg-Überschiebung wiederfinden. Während der Meeresspiegel-Tiefstände an der Kreide-Tertiär-Wende, vor dem Mitteloligozän und vor dem Miozän griff die Erosion weiterhin tief hinab und legte ältere Schichten auf dem Eldagsen-Sprunge-Sattel frei. Im Pliozän wurde die ganze südniedersächsische Scholle gegen N eingekippt und weiter abgetragen. Dabei entstand das heutige Relief.

Am SE-Ende des Strukturzuges Eldagsen-Sprunge wurde das Erdgasfeld Alfeld-Elze im Jahre 1972 entdeckt. Dieses Feld ist das südlichste Erdgasfeld Norddeutschlands. Einige Sonden sind von der B 3 aus nördlich Elze zu sehen. Es wird aus geringmächtigen (bis 200 m) Rotliegend-Sandsteinen gefördert, die als Dünnensande gedeutet und mit dem Cornberger Sandstein im Hessischen verglichen werden. Die Kulmination des Rotliegend-Trägers, die geringfügig gestört ist, liegt bei 1140 m u. NN. Abgedichtet wird die Lagerstätte durch Zechsteinsalz. Eine ungeklärte Frage ist die Herkunft des Methan in den Rotliegend-Sandsteinen. Unter dem Perm steht gefaltetes Dinant in Flyschfazies (Grauwacken)

an, das keine Kohlenflöze enthält. Entweder stammt das Gas aus darunter liegenden marinen Schwarzschiefern des tieferen Dinant oder aus dispers verteilter organischer Substanz in den Flyschgesteinen. Oder aber es ist von N her eingewandert, wo bei Lehrte Westfal A mit Kohlenflözen bekannt ist. Das Erdgasfeld hat kumulativ von 1972 bis 1995 1150 Mio m³ Erdgas geliefert.

Bis in die 60er Jahre war in der Deistermulde das Kohlerevier Barsinghausen im Abbau. Die Förderstrecken reichten bis auf 800 m unter Flur. Gefördert wurden kumulativ 33,2 Mio t, 10 Mio t. sind noch als sichere und wahrscheinliche Vorräte vorhanden mit einem durchschnittlichen Heizwert von 25000 Kj.

GRUPE 1926, EBERT & GRUPE 1928, HOYER 1965, JARITZ 1973, ROHDE & BERTRAM 1973, SCHÖNFELD 1979, KOCKEL 1983, KOCKEL 1981, 1984, JORDAN & KOCKEL 1991, GRAMANN et al. 1997

5.1.7 Hildesheimer Wald (Abb. 31, 32 und 33)

Das Kartenblatt enthält nur den nordwestlichsten Teil der Struktur, die hier ein deutliches NW-SE-Streichen zeigt. Der Escherberg ist mit ca. 240 m die höchste Erhebung. In der Oberflächenkartierung erscheint dieser Teil des Hildesheimer Waldes als eine eher ungestörte, langgestreckte Aufwölbung mit Mittlerem und Unterem Buntsandstein und Zechstein im Kern und Muschelkalk und Röt an den Flanken, die gegen NW, W und SW unter Keuper und Lias abtaucht. Die Struktur ist untertägig durch einige Bohrungen, das Kaliwerk Hildesia und die Tunnel der Schnellbahntrasse erschlossen und wird darüber hinaus von mehreren seismischen Profilen gequert. Im NE schließt sich die mit Lias und Kreide gefüllte Syncline von Rössing-Emmerke-Sorsum an, im SW das Keupergebiet um Betheln. Um den Bau der Struktur als Ganzes zu erfassen, wird auf KOCKEL (1984) verwiesen. Im übrigen siehe auch MARTINI (1955) und KRAEMER (1959).

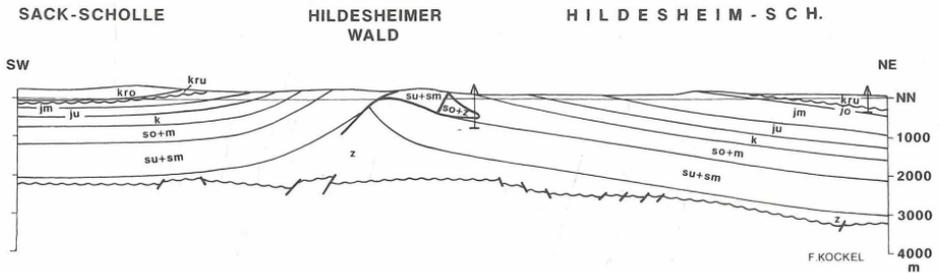


Abb. 31: Hildesheimer Wald

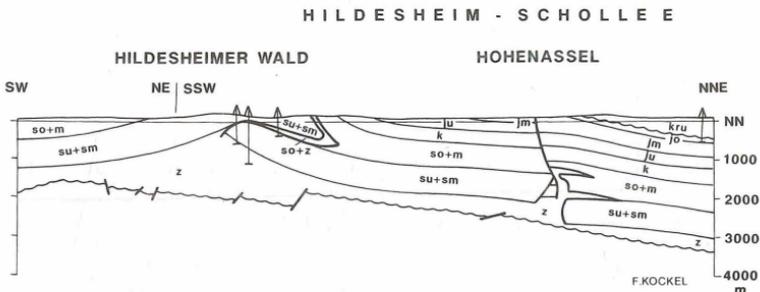


Abb. 32: Hildesheimer Wald und Hohenassel

Der Sockel unter der Struktur treppt sich an NW-SE-streichenden und gegen NE abschiebenden bzw. gegen NE aufschiebenden Sockelstörungen von der Kulmination unter dem Erdgasfeld Alfeld-Elze mit 1140 m u. NN auf 2400 m u. NN unter der Ortslage Hildesheim ab.

Die Auswertung reflexionsseismischer Profile zeigte, daß der Oberbau keinen normalen Sattel mit Salzkern darstellt, sondern daß der SW-Flügel an zwei Überschiebungsbahnen gegen NE aufgeschoben ist. Die erste Überschiebungsbahn verläuft an der Grenze Zechstein-Buntsandstein in der Sattelfirste, die zweite im Niveau des Röt. Letztere ist am unteren Blattrand durch ein kleines Vorkommen von Mitteloligozän markiert, das sich hier in der Subrosionssenne über der Überschiebungsbahn und dem in ihr eingequetschten, heute ausgelaugten, Zechstein-Rötsalinar erhalten konnte.

Durch die starke Heraushebung der Struktur ist die Entwicklungsgeschichte nur unzureichend zu erfassen. Im Lias, Dogger und Oberjura war die Struktur sicherlich Sedimentationsgebiet, im Wealden jedoch ziemlich randnah, denn auf der Hildesheim-Scholle im N transgrediert bereits marine Unterkreide unter Ausfall des Wealden über Oberjura. Die Aufwölbung des Salzkissens im Kern der Struktur und seiner Deckschichten und die NE-vergente Verschuppung erfolgte während der Inversion im Zeitraum Coniac-Campan. Dabei wurde nicht nur der Sockel emporgewölbt und an Aufschiebungen nach NE-N aufgeschuppt, sondern auch der Oberbau an Überschiebungen nach NE-N gepreßt. Die Abtragung bis auf die Trias setzte bereits vor der Campan-Transgression ein, wurde aber während der Meeresregressionen an der Kreide-Tertiärgrenze, vor dem Mitteloligozän und vor dem Miozän fortgesetzt. Als Folge der Gesamtkippung NW-Deutschlands gegen N im höheren Miozän und Pliozän wurde das heutige Relief geschaffen.

Im Kern der Struktur ist (etwas südlich des Kartenrandes) das Kalibergwerk Hildesia aufgefahren worden, das heute stillgelegt ist. Abgebaut wurde das Flöz Staßfurt in Hartsalzausbildung und das Flöz Ronnenberg des 3. Zyklus in Sylvinit-Ausbildung.

MARTINI 1955, KRAEMER 1960, KOCKEL 1984

5.1.8 Hohenassel – Salzgitter-Lichtenberg (Abb. 32, 33 und 34)

Die W-E-streichende Struktur ist die östliche Fortsetzung der Struktur Hildesheimer Wald bzw. ist dieser Struktur nördlich vorgelagert. Der Sockel fällt, teils gestört, teils nicht gestört, gegen N ab. Im Oberbau stellt sich die Struktur im W (Abb. 32) als eine einfache, nordfallende Abschiebung dar, an der Salzkeile im Röt- und Muschelkalk-Niveau in die nördliche Liegend-Scholle eingepreßt sind. Weiter im E (Abb. 33) erkennt man, daß diese Abschiebung sich zu einer N-vergenten steilen Aufschiebung umgeformt hat, an der Buntsandstein und Muschelkalk des S-Flügels über den Muschelkalk und Keuper des N-Flügels

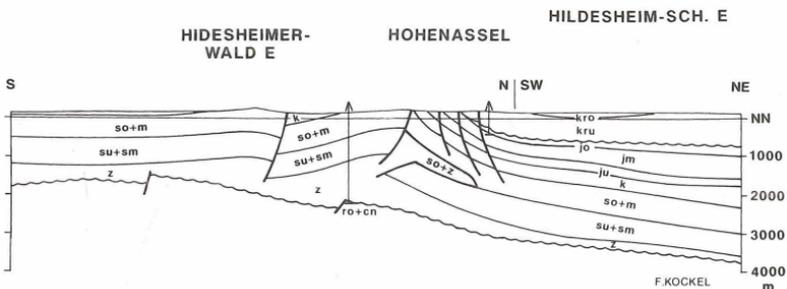


Abb. 33: Hohenassel

geschoben wurde. Der Salzkeil in der Liegendenscholle ist weiterhin ausgeprägt. Im Schnitt durch die Struktur Lichtenberg (Abb. 34) wird deutlich, daß das Paket Unterer und Mittlerer Buntsandstein subhorizontal unter der Aufschiebung liegen geblieben ist, die übertage in der Firste der aufgesteilteten Struktur ausstreicht. Salzkeile haben sich sowohl im N-Flügel als auch im S-Flügel in das Röt-Niveau eingepresst. Im S-Flügel ist eine flach lagernde Störung zu sehen, die einen aufgesteilteten Dogger-Unterkreide-Halbgraben im Liegenden begrenzt. Dies ist der Halbgraben Haverlahwiese mit seinen Unterkreide-Erzanreicherungen.

Die Genese der Struktur kann man sich folgendermaßen vorstellen:

Vor und während der Unterkreide bildeten sich Halbgräben aus, in denen unter der Hauterive-Transgression Dogger erhalten blieb und sich die Trümmererze vom Salzgitter-Typ des Hauterive, Barrême und Apt ansammeln konnten. Im Zuge der Inversionsbewegungen im Coniac-Campan wurde der Sockel unter dem Hildesheimer Wald und unter der Ringelheimer Mulde angehoben und z. T. an steilen Aufschiebungen gegen N gepreßt. Es entstand ein Gefälle gegen N, auf dem, salzgeschmiert, die postsalinaren Deckschichten nach N abgleiten konnten. Zu einem späteren Zeitraum kamen die hangabwärts gelegenen Schichten zur Ruhe, die hangaufwärts gelegenen drückten weiter. Die ehemals klaffenden Abschiebungen wurden zu Überschiebungen, Salzkeile pressten sich in die Salinarniveaus ein. Später, am Ende der Kreide und mehrmals im Tertiär wurde die Struktur eingerumpft und tiefgründig abgetragen, zum letzten Mal als Folge der blockartigen Hebung des Leineberglandes im Pliozän.

Das Erdölfeld Hohenassel wurde 1943 entdeckt und 1991 aufgelassen. Kumulativ wurden ca. 500 000 t Erdöl gefördert. Speicher waren die massigen oolithischen und geklüfteten Kalke des Korallenoolith (Oxford, Oberjura), die diskordant von mariner Unterkreide abgedeckt werden. Die Falle liegt am Nordabfall der Hildesheimer Wald-Scholle, die zur Sack-Scholle überleitet, auf der unter der Unterkreide der Oberjura und der Dogger fehlen.

An der S-Flanke der Salzgitter-Lichtenberg-Struktur findet sich die unterkretazische Trümmererz-Lagerstätte Haverlahwiese. Sie ist im Detail von KOLBE (1962) beschrieben worden. Das oolithische Trümmererzlager (Hauterive, Barrême und Apt transgressiv über hohem Lias und tiefem Dogger) wurde in einem Tagebau und untertägig durch die Schächte Haverlahwiese 1 und 2, Altenhagen und Gustedt erschlossen. Der Bergbau begann 1840 in kleinen Tagebauen und im Stollenbetrieb. Bis 1937/38 wurde Haverlahwiese zur größten deutschen Eisenerzbergwerksanlage ausgebaut. 1967 wurde der Tagebaubetrieb eingestellt, 1982 der Tiefbau. Insgesamt wurden 81 Mio t Eisenerz mit durchschnittlich 32% Fe, 22–25% SiO₂ und 4–5% CaO abgebaut, davon im Tagebau 14 Mio t. 109 Mio t Eisenerz blieben nach der Schließung der Grube in der Erde, davon 36,5 Mio t mit mindestens 36% Fe. Näheres siehe KOLBE (1962) und LOOK (1985).

KOLBE 1962, KOCKEL 1984, LOOK 1984

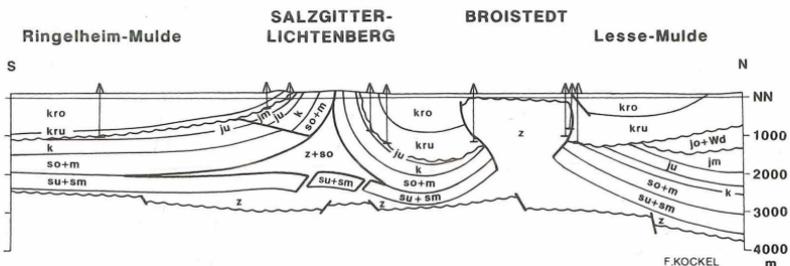


Abb. 34: Lichtenberg und Broistedt

5.2 NE-, N- oder NNE- („rheinisch“) streichende Strukturzüge

5.2.1 Linsburg-Graben (Abb. 35)

Der im NW mehrfach gestaffelte Graben zweigt bei Husum von der Struktur Schessinghausen (Steinhuder Meer-Lineament) nach NE ab, schwenkt in die N- bzw NNW-Richtung ein und mündet bei Steimbke-Rodewald in den Strukturzug Lichtenhorst-Stöckendrebber ein. Im Sockel wird er durch einen NE-SW-streichenden Graben vorgezeichnet, dessen äußerste Randstaffelstörungen sich nach oben in das postsalinare Deckgebirge fortsetzen. Die Zechsteinbasis liegt im Grabentiefsten zwischen 3900 und 4200 m u. NN.

Im Oberbau ist die wichtigste Störung die SE-Randstörung, an der die Oberjura-Basis um 800 m versetzt ist. An den die nordwestlichen schmalen Randstaffeln versetzenden Störungen ist der Verwurf wesentlich geringer. Der Graben sowie die im SE und NW angrenzenden Schollen zeigen unterschiedlichen Schichtumfang. Auf der südöstlichen Grabenschulter ist von den ursprünglich ca. 1200 m Unterkreide nur noch ein 100 m mächtiger Erosionsrest unter Tertiär erhalten, die Oberkreide fehlt völlig. Im Graben selbst sind über Wealden transgredierendes Alb, mächtige Oberkreide und Tertiär erhalten. Auf der nordwestlichen Grabenschulter findet sich geringmächtiges Valangin bis Apt unter dem Alb sowie mehr oder minder stark abgetragene Oberkreide und ca. 150 m Tertiärbedeckung.

Aus diesem Befund läßt sich folgende Entwicklung ableiten. Bis zum Ende des Wealden verlief die synsedimentäre Absenkung auf allen Schollen annähernd gleichmäßig. Während der tiefen Unterkreide (Valangin bis Apt) bestand im NW und im Graben selbst ein Hochgebiet mit lückenhafter Sedimentation, die SE-Randstörung war abschiebend gegen SE wirksam. Auf der heutigen südöstlichen Grabenschulter wurde mächtige Unterkreide abgelagert. Das Alb transgredierte sowohl über die SE-Scholle als auch über die heutige Grabenscholle und die NW-Schulter.

Im Zuge der Inversionsbewegungen des Niedersachsen-Beckens im Coniac bis Campan wurde die SE-Scholle, die Hannover-Scholle, am stärksten invertiert und dabei tiefgründig abgetragen. Im Gegenzug wurde der Linsburg-Graben an der ehemals SE-abschiebenden Randstörung eingesenkt mit einem geschätzten Versatz an der Cenomanbasis von 1800 m. Die nordwestliche Grabenrandscholle wurde dagegen nur schwach herausgehoben. An der Wende Kreide-Tertiär wurde das gesamte Gebiet, Graben und Schultern, erneut abgetragen. Das Untereozän transgredierte über dieser eingerumpften Struktur. Einige der Grabenrandstörungen wurden im Laufe des Tertiär erneut abschiebend reaktiviert, so daß im Graben selbst höhere Mächtigkeiten der tertiären Sedimente erhalten blieben. Weitere Abtragung erfolgte im Jungtertiär, vor allem im Pliozän, als Folge der allgemeinen Heraushebung und Kippung NW-Deutschlands gegen N.

BALDSCHUHN 1985, LANG 1990, VOSS 1991, BALDSCHUHN & KOCKEL 1998

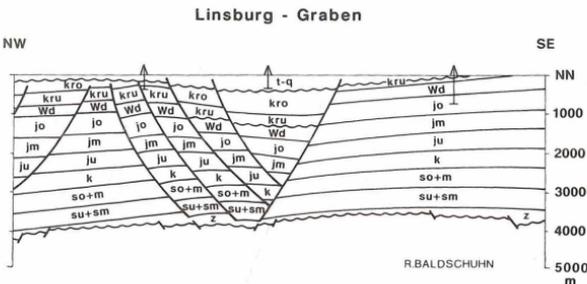


Abb. 35: Linsburg-Graben

5.2.2 Bad Nenndorf-Graben (Abb. 36)

Der Bad Nenndorf-Graben ist ein NE-streichendes Strukturelement, verläuft also senkrecht zur allgemeinen Strukturrichtung in diesem Raum. An der Oberfläche ist vor allem die SE-Randstörung im Gelände zu sehen. An ihr werden in der Ortslage Bad Nenndorf Mürder Mergel und Wealdensandsteine des Nordwestausläufers des Deisters gegen die Tone der Unterkreide versetzt. Diese Randstörung teilt sich westlich Rodenberg in drei Störungen auf. Die NW-Randstörung zieht von Soldorf nach Oldorf, biegt in die NW-Richtung ein und klingt aus.

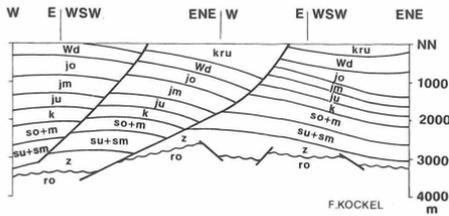


Abb. 36: Bad Nenndorf-Graben

Der Sockel ist unter der südöstlichen Hochscholle stark in Horste und Gräben zerlegt. Die Grabenrandstörung versetzt die Zechsteinbasis um fast 500 m.

Die Schichten über dem Zechstein bilden auf der südöstlichen Hochscholle eine gegen NW abtauchende Antiklinale, die aus dem Raum Eldagsen heranstreicht und an der Randstörung abgeschnitten wird. An der südöstlichen Randstörung wird die Unterkreidebasis um ca. 900 m, die Doggerbasis um ca. 1000 m versetzt und gegen die Störung eingekippt. Eine zweite, parallele Störung mit gleicher Bewegungsrichtung hat wesentlich geringeren Versatz.

Den Beginn der Grabenbildung kann man mit Dogger angeben, der im Graben erheblich anschwillt. Die Grabenbildung ging im Oberjura und Wealden weiter und intensivierte sich vor allem während der Unterkreide. Die Grabenabsenkung dürfte bis zum Apt angedauert haben.

Anzeichen für eine Inversion der Grabenrandstörungen im Coniac und Santon sind nicht auszumachen. Der Bad Nenndorf-Graben wurde jedoch im Zuge der Inversion als ganzes herausgehoben und vor dem Campan und wiederum an der Grenze Kreide-Tertiär tiefgründig abgetragen. Untereozän, Mitteloligozän und wahrscheinlich auch das Miozän überdeckten die eingerumpfte Struktur, die Sedimente aus dieser Zeit sind aber infolge der jungtertiären Kippung NW-Deutschlands wieder vollständig beseitigt worden.

Die Heilquellen von Bad Nenndorf, die Esplanade- und die Erlengrundquelle sowie der „Krater“ liefern 33000 m³/Jahr schwefelhaltiges Wasser. Der Schwefel entsteht durch Sulfat-Reduktion aus Gips, der sich in dem oberjurassischen Mürder Mergel findet.

KOCKEL 1981, 1984

5.2.3 Berkhof-Wietze-Graben (Abb. 37)

Dieser Graben stellt ein komplexes Strukturelement dar, das zwischen den Strukturen Hope im SW und dem Strukturzug Thören-Wietze im NE vermittelt. Im Sockel ist er durch eine mehrfach gestörte Hochlage charakterisiert.

Im Oberbau erkennt man zwei SE-abschiebende Haupt-Störungen, von denen die westliche im Sockel, die östliche im Muschelkalk- und Rötalinär wurzeln. Gegenläufig ist eine südöstliche Randstörung, die einen bis in das Barreme reichenden Y-Graben verursacht. Die südöstliche Grabenschulter ist durch eine Reihe antithetischer Brüche aufgegliedert, die in der tiefen Unterkreide ausklingen.

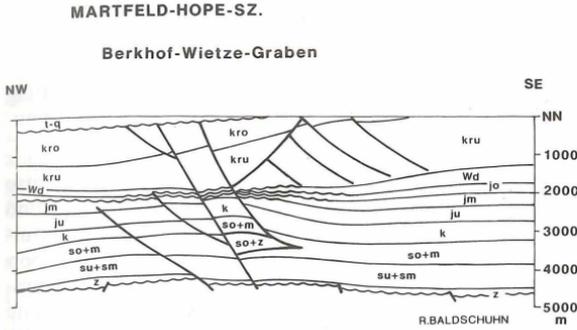


Abb. 37:
Berkhof-Wietze-Graben

Bewegungen an den SE-fallenden Hauptstörungen sind für den Keuper (SE-abschiebend) und für Lias und Dogger (NW-abschiebend) zu beobachten. Im Dogger, Oberjura und Wealden stellte der Grabenbereich einen Horst bzw. eine Schwelle dar. Während der Unterkreide kam die Scholle im SE des Grabens und Teile des Grabens selbst in den Einflußbereich der sekundären Randsenke des Salzstockes Hope. Die starke Absenkung dieses Subsidenzraumes wurde durch Bewegungen an den Störungen unterstützt.

Während der Inversion im Coniac-Santon wurde die südöstliche Grabenschulter herausgehoben und prä-Campan bis auf das Cenoman abgetragen. Im Graben selbst konnte sich mächtiges Santon und Campan erhalten. Die Einsenkung der Einzelschollen hielt bis in das hohe Campan bzw. bis in das Maastricht an. An der Kreide-Tertiär-Wende wurde die Grabenfüllung und die SE-Schulter stärker abgetragen als die NW-Schulter, auf der sich Maastricht erhalten konnte. Im Tertiär selbst wurden die Störungen nicht mehr bewegt.

DEEKE & KUBELLA 1956, SCHOTT 1956, BALDSCHUHN 1985

5.2.4 Die Strukturen über der Marienburg-Wienhausen-Störungszone

Das östliche Niedersachsen-Becken wird durch eine bedeutende, allgemein NNE-streichende Sockelfuge in einen westlichen (Hannover-Scholle) und einen östlichen (Hildesheim-Scholle) Teilbereich untergliedert. Dieses Lineament beginnt im SSW südlich von Elze. Eine mögliche SSW-Fortsetzung dieses Strukturelementes über Eime, Dunsen, den Salzstock Weenzen bis in den Raum Eschershausen deutet sich als deutlich sichtbare Photo-lineation im Satellitenbild an.

Dieser Sockelstörung, bzw. diesem Störungsbündel, sitzen im Oberbau sehr verschiedenartige Strukturen auf. Teils sind es Salzstöcke wie Wienhausen, Wathlingen-Hänigsen und Lehrte-Sehnde-Sarstedt, teils sind es invertierte Gräben wie der Burgdorf-Graben, teils sind es Gräben, an denen man eine Inversion nicht nachweisen kann wie der Jeinsen- und der Schulenburg-Graben oder aber salzbeeinflusste Überschiebungszonen wie die Struktur Marienburg.

5.2.4.1 Marienburg (Abb. 22)

Die Struktur wird von einer W-abschiebenden Sockelstörung mit einer heute durchschnittlichen Sprunghöhe von 100 m unterlagert. Die Zechsteinbasis liegt bei 1350 bis 1450 m u. NN. Im Oberbau sind Buntsandstein und Muschelkalk der Westscholle an einer E-vergenten Überschiebung auf Keuper, Muschelkalk und Röt der E-Scholle aufgeschoben. (Abb. 22 ist eine verbesserte Version gegenüber der Gesamtkarte). Der Untere und Mittlere Buntsandstein der Westscholle tritt am Schloß Marienburg zu Tage. In diese Überschiebungsbahn ist Salz des Zechstein eingewandert und streicht in einem Streifen an der Ober-

fläche unter Quartär bzw. einer dünnen Tertiärdecke aus. Zechsteinsalz hat auch die überschiebende Scholle sowie die östliche, überschobene Scholle aufgewölbt. Dieses einfache Strukturmuster wird dadurch kompliziert, daß im Rötniveau der überschiebenden W-Scholle eine weitere Abscherungsbahn angelegt ist, die gegen N hin in die NNW-Richtung umschwenkt und dann die Limburg-Überschiebung bildet. Dieses komplexe Strukturmuster wurde von STILLE als „Elzer Achsenknoten“ bezeichnet.

Über die früh-mesozoische Entwicklung der Struktur ist nichts bekannt. Möglicherweise war die Sockelfuge, wie dies weiter im N nachzuweisen ist, bereits im Buntsandstein und im Keuper aktiv. Da die Schichten des Oberjura und der Unterkreide flächig im Strukturbereich abgetragen sind, kann auch nicht nachgewiesen werden, ob die heutige Überschiebungsstruktur aus einem frühen Salzkissen hervorgegangen ist. Die Überschiebungsbewegungen erfolgten jedenfalls im Zeitraum Coniac-Santon, als das gesamte Niedersachsen-Becken und seine Teilbereiche invertierten. Die schmale, östlich vor der Struktur unter der Überschiebung eingeklemmte Santon-gefüllte Mulde ist hierfür der Beweis. Die geringe Sprunghöhe der Sockelstörung ist ebenfalls eine Folge der Inversion, durch die diese Störung revers bewegt wurde.

Zur Erdgaslagerstätte Alfeld-Elze siehe Kapitel 5.1.6.3.7

KOCKEL 1984, JORDAN & KOCKEL 1991

5.2.4.2 Schulenburg- und Jeinsen-Graben (Abb. 22)

Die beiden, recht schmalen Gräben, die gegeneinander versetzt sind, streichen in NE-Richtung auf den Salzstock Sarstedt zu. Ihre Achsen senken sich gegen NE ein. Im Schulenburg-Graben, der an der Oberfläche <1 km breit ist, hat sich Lias bis Cenoman eingesenkt, das transgressive Santon zeigt kaum noch Versatz an der NW-Rand-Störung. Im Jeinsen-Graben, der nordwestlich an der Salzstruktur Sarstedt entlangzieht, sind nur Unterkreide und Cenoman eingesenkt. Aber auch das transgredierende Santon ist an den Grabenrändern verworfen.

Beide Gräben sind flach gegründet und durchsetzen mit ihren Randstörungen sehr wahrscheinlich nicht den Sockel.

Ursache der Grabenbildung ist wahrscheinlich eine Aufwölbung der Verbindung zwischen Marienburg-Struktur und Salzstock Sarstedt während der Inversion im Coniac-Santon und eine daraus resultierende Scheitelgrabenbildung.

LÜTTIG & ROHDE 1983, KOCKEL 1983

5.2.4.3 Sarstedt

Das Salzstockdach zeigt einen tropfenförmigen Umriß, dessen Längsachse leicht aus der weiter im N vorherrschenden NNE-Richtung gegen NE herausgedreht erscheint. Der Stock befindet sich an einer außergewöhnlichen strukturellen Position: Von NNE streicht die Strukturkette Lehrte-Sehnde-Schieferkaute heran, gegen SSE zweigt die westvergente Überschiebungsstruktur Giesen ab, gegen SW besteht über den Schulenburg-Graben eine strukturelle Verbindung mit der Struktur Marienburg.

Über die Sockelstrukturierung ist Gesichertes bekannt. Zwei SW-abschiebende Störungen streichen von der Struktur Giesen herkommend unter den Salzstock, die Zechsteinbasis fällt unter der Struktur von 2400 auf 2900 m u. NN ab.

Der stark in Senken und Erhebungen gegliederte Hut ist fast ganz von Tertiär bedeckt, das sich in der Position einer Subrosionssenke erhalten konnte. Das Hutgestein ist zwischen 131 und 17 m mächtig, der Salzspiegel liegt zwischen 102 und 161 m unter Flur.

Über die Form der Flanken ist nicht allzuviel bekannt. Die NW-Flanke ist steil bis leicht überhängend, die Westflanke ebenfalls sehr steil, die SE-Flanke soll nach Untertage-Bohrungen auf verschiedenen Sohlen stärker überkippt sein (v. STRUENSEE 1984). Schwache Kissenfüße sind im NW und SE entwickelt.

Der Innenbau des Stockes (v. STRUENSEE 1984, Abb. 19) zeigt einen zentralen Sattel aus Na₂, dem Staßfurt-Steinsalz, mit einer Scheitelmulde, in die jüngere Salinare tief eingemuldet sind. An den Flanken liegt im allgemeinen Na₃ und jüngeres Zechsteinsalinar, doch werden die Verhältnisse an den Flanken durch das Auftreten von Tauchsätteln mit Na₂ kompliziert. Interessant ist, daß an der NW-Flanke Röt-Tone und -Salze in den Salzstock mit einbezogen worden sind.

Über die strukturelle Entwicklung vor dem Jura ist wenig bekannt. Es könnte aber sein, daß auch unter der Struktur Sarstedt, wie nachweislich unter der Struktur Lehrte, die Sokelstörung während des Buntsandstein und Keuper aktiv war. Im Keuper begann sich über dieser Störung ein großes, zusammenhängendes Salzkissen zu bilden, das auch die Strukturen Sehnde, Lehrte, Wathlingen und Wienhausen umfaßte. Dieses Salzkissen stieg im Laufe des Oberjura und Wealden sehr stark auf. Das führte dazu, daß in den Flankenbereichen der Struktur Oberjura und Wealden fehlen, abgetragen unter transgressiven Horizonten wie dem Serpultit oder dem Hauterive. Das Fehlen dieser Schichten besagt aber nicht, daß sie nicht abgelagert worden waren. Es ist deshalb verfehlt, von einer trockenen gefallen „Hildesheimer Halbinsel“ (SCHOTT et al. 1969) zu sprechen, denn die fazielle Ausbildung des Oberjura zu beiden Seiten der Struktur ist bis in Einzelheiten identisch.

Der Durchbruch des Diapirs erfolgte wahrscheinlich erst während der Inversionsphase im Coniac-Santon. Die mit Santon gefüllte tiefe Senke an der S-Flanke könnte man als sekundäre Randsenke deuten. Gleichzeitig wurde der Salzkörper in die kompressive Deformation einbezogen, worauf das Fremdmaterial aus dem Röt an der NW-Flanke hinweist. Die tiefgründige präcampane und prätertiäre Abtragung sowie die wiederholten Abtragungsphasen innerhalb des Tertiär haben die Sedimente erodiert, an denen eine strukturelle Entwicklung in dieser Zeit festgemacht werden könnten.

Die Salzstruktur wird von zwei Grubenbauen erschlossen, die durchschlägig miteinander verbunden sind. Siegfried-Giesen mit den Schächten Siegfried-Giesen (1906–1909, Fürstenhall (1908–1913) und Rössing-Barnten (1911–1916) baute Hartsalz des Kaliflözes Staßfurt und Sylvinit des Flözes Ronnenberg. Die Schachanlage Fürstenhall wurde von 1939–1945 als Munitionsfabrik genutzt. Die Grube Glückauf-Sarstedt mit dem Schacht Glückauf-Sarstedt (1905–1909) hat nur noch sehr wenig Reserven (Hartsalz des Flözes Staßfurt und Sylvinit des Flözes Ronnenberg) und wurde bereits 1925 stillgelegt, aber nicht geflutet und ist befahrbar. Das Hartsalzflöz mit 18% Sylvinit und 28% Kieserit ist zwischen 4 und 14 m mächtig, das Sylvinit-Flöz Ronnenberg (15–16% K₂O) ist bis 12 m mächtig. Die Flöze Riedel, Schwadenflöz, Flöz Bergmannsseggen und Fürstenhall sind nicht bauwürdig. Abgebaut wird auf 8 Sohlen, von denen die tiefste in Siegfried Giesen bei 1050 m, in Glückauf-Sarstedt bei 800 m unter Flur liegt.

An der NW-Flanke der Struktur sind die Unterkreide-Schichten angeschleppt und steil gestellt. In ihnen sind die Ziegeleigruben Moorberg und Gott angelegt. In der Grube Gott sind die Schichten des Alb und Apt erschlossen, letztes liegt mit einer Schichtlücke über dem Barrême. Dagegen ist in der Tongrube Moorberg Unterhauterive bis Mittelbarrême aufgeschlossen gewesen. Das Hauterive lagert diskordant über mittlerem Dogger (Bajocium).

Zwischen der Ortslage Gödringen und dem Friedhof stehen an der Straße Sarstedt-Gödringen Kalksandsteine an, die als ältestes Tertiär (Dan) datiert sind. Sie haben sich auf dem Dach des Salzstockes in der Subrosionssenke erhalten können und beweisen, daß die Dan-Transgression nach der Regression im Obermaastricht noch über Hannover hinaus

nach S reichte. In benachbarten Sandgruben steht der „Lehrter Grünsand“ des Eozän mit Geröll-Lagen und Phosphorit-Sandsteinknollen an.

LEPPER 1984, v. STRUENSEE 1984, LÜTTIG & ROHDE 1983

5.2.4.4 Giesen (Abb. 38)

Die Struktur Giesen sitzt zwar nicht direkt dem Marienburg-Wienhausen-Lineament auf, soll aber hier mit behandelt werden.

Die Struktur Giesen zweigt vom Salzstock Sarstedt in SSE-Richtung ab und mündet in die Struktur Hildesheimer Wald ein. Morphologisch bildet sie einen Höhenzug unmittelbar westlich der Stadt Hildesheim, der sich aus Muschelkalk an den Flanken und gestörtem Röt im Zentrum aufbaut. Mittlerer und Unterer Buntsandstein treten nur an der NNW-Spitze am Giesener Berg zutage.

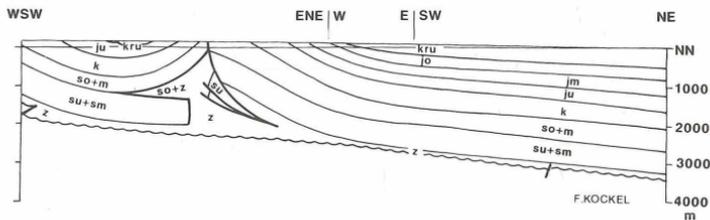


Abb. 38: Giesen

Die Bohrung Giesen Z1 und einige wenige seismische Linien erschließen den Innenbau der Struktur. Dem wahrscheinlich gestörten Sockel sitzt eine asymmetrische Überschiebungsstruktur auf. Der E-Flügel ist stärker herausgehoben und an einer in der Firste aufsteilenden Überschiebung auf den Westflügel und die angrenzende, mit Unter- und Oberkreide gefüllte Emmerke-Mulde aufgeschoben. Nur ganz im NNW hebt diese Überschiebung den Unteren Buntsandstein der überschiebenden Scholle an die Erdoberfläche, ansonsten verbleibt die Störung im Röt. An der W-Flanke hat sich über dem abgesunkenen Mittleren Buntsandstein ein Zechsteinsalzkeil in das Rötiveau hineingepreßt. Isolierte, im Zechstein schwimmende Buntsandstein-Fetzen wurden von der Bohrung Giesen Z1 durchhörert.

Die Entwicklungsgeschichte läßt sich erst ab Oberjura rekonstruieren. Zu dieser Zeit war die E-Scholle, die Hildesheim-Scholle, Ablagerungsgebiet, auf der W-Scholle wurde während des Oberjura und des Wealden kaum sedimentiert und quantitativ abgetragen. Unterkreide transgredierte hier auf Lias.

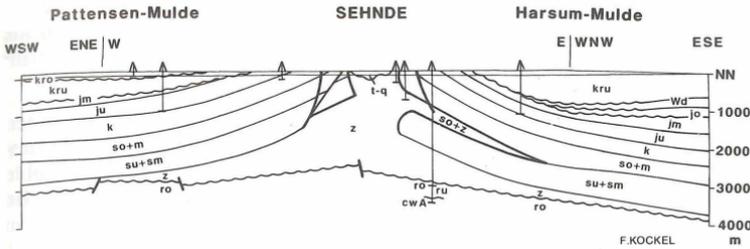
Während der Inversion des Niedersachsen-Beckens im Coniac bis Campan wurde die Tief-scholle im E auf die ehemalige Hochscholle im W aufgeschoben. Westlich davon bildete sich die Emmerke-Mulde als Randtrog, in der sich Santon erhalten konnte. Die tertiäre Ablagerungs- und Abtragungsgeschichte ist schwer zu rekonstruieren, da nur Miozän-Sedimente in einer kleinen Subrosionssenne über dem ausgelaugten Rötsalz der Firste erhalten sind.

5.2.4.5 Sehnde (Abb. 39)

Über die Kissenbrücke Schieferkaute, markiert durch einen Scheitelgraben mit Röt-Füllung, ist der Salzstock Sehnde mit dem Salzstock Sarstedt verbunden.

Der Sockel unter der Salzstruktur weist eine Kulmination bei ca. 2300 m u. NN in der Zechsteinbasis auf, an einer E-abschiebenden, NNE-streichenden Störung sinkt er gegen E

MARIENBURG-WIENHAUSEN-SZ.

Abb. 39:
Sehnde

auf >2900 m u. NN (Bohrung Lehrte Z1 2785 m u. NN) ab. Südlich des Mittellandkanals wird der Sockel an einer WNW–ESE-streichenden S-abschiebenden Störung um 500 m verworfen. Der Sockel selbst wird aus gefalteten Molasse-Sedimenten des Westfal A und Namur C aufgebaut, die von wenigen m Vulkaniten und 150–500 m mächtigen Rotsedimenten des Oberrotliegend diskordant überlagert werden.

Die Salzstruktur zeigt im Oberbau deutliche Asymmetrie zwischen W- und E-Flanke. Der W-Flügel ist über einem noch recht deutlich entwickelten Kissenfuß mäßig aufgesteilt. Nahe dem Salzstockrand sind Schollen von Buntsandstein und Muschelkalk an Störungen hochgeschleppt. An der hohen Flanke beißt Dogger unter der transgressiven Unterkreide aus, Wealden und Oberjura fehlen in der Pattensen-Mulde, in der aber Reste von Oberkreide (Cenoman, Turon, Santon) erhalten sind. Die Ostflanke ist sehr viel steiler, der Kissenfuß weniger ausgeprägt. Auch hier kommt es nahe dem Salzstockrand zu Aufschleppungen von Muschelkalk und Röt. In das Niveau des Röt ist – erbohrt durch die Bohrung Lehrte Z1 – ein Salzkeil aus Zechsteinsalz eingedrungen. Gegen die Struktur beißt der Oberjura der östlich anschließenden Mulde zuerst unter diskordantem Serpulit, strukturhöher unter Wealden aus. Auf dem Dach der Salzstruktur transgrediert Tertiär, das in der Subrosionssenke über dem Salz in Form von gelblichen Feinsanden erhalten geblieben ist.

Die Strukturentwicklung läßt sich aus diesen Befunden wie folgt ablesen:

Seit dem Mittleren Buntsandstein, vielleicht aber schon früher, bewegte sich die die Struktur unterlagernde NNE-streichende Sockelstörung, im Mittleren Buntsandstein E-abschiebend, im Keuper W-abschiebend. Seit dem Dogger strömte Zechsteinsalz von W aus der Pattensen-Mulde und von E aus der Harsum-Mulde in einen Salzkissenzug ein, der sich von Wienhausen im N in SSW-Richtung bis Sarstedt erstreckte. Der Salzzustrom von E war stärker als der von W. An den Flanken dieser Schwelle transgredierte verschiedene Oberjura-Stufen (Münder Mergel, Serpulit), Wealden, Obervalangin, Unterhauertive, Apt und gelegentlich Alb. Der diapirische Durchbruch erfolgte wahrscheinlich im Santon, was aber nur aus Analogien mit dem Salzstock Lehrte im N und dem Salzstock Sarstedt im S geschlossen werden kann, weil im Sehnder Abschnitt keine Randsenken erhalten sind.

Im gleichen Zeitraum wurde auch der Salzkeil an der E-Flanke gebildet, eine Reaktion auf das kompressive Strebfeld zu dieser Zeit. Vor der Sedimentation des Maastricht (oder Campan?) wurde der Scheitelbereich der Struktur tiefgründig abgetragen (auf dem Salzstockdach der Struktur Lehrte transgrediert Maastricht). Eine erneute Überflutung erfolgte im Dan, das in der Subrosionssenke des Salzstockes Sarstedt erhalten blieb. Weitere Transgressionen (z. B. die des Lehrter Grünsandes im Eozän) unterbrachen verschiedene Abtragungsperioden im Tertiär, bis im höheren Miozän und Pliozän als Folge der allgemeinen Kippung NW-Deutschland gegen N das gesamte Tertiär ausgenommen das in den Subrosionssenkten, wieder abgetragen wurde.

Das Kaliwerk Hohenfels mit dem Schacht Hohenfels (1897–1907) war ab 1912 in Betrieb und wurde 1925/26 stillgelegt, 1939–1945 als Munitionsfabrik genutzt und ist noch begeh-

bar. Über die 600 m-Sohle ist es mit dem Kaliwerk Carlshall verbunden. Auf 6 Sohlen (die tiefste 750 m unter Flur) wurde das Flöz Staßfurt in Hartsalz- und Carnallitit-Ausbildung (3–16 m, 12% K_2O), das Sylvinit-Flöz Ronnenberg (12 m, 16–18% K_2O) und ein als „K4“ bezeichnetes Carnallitit-Sylvinit-Flöz in der Aller-Serie (2 m, 16% K_2O , Sylvinit im unteren Teil 25–30% K_2O) abgebaut.

Das Kaliwerk Carlshall mit dem Schacht Carlshall (1910–1912) hatte 4 Sohlen, von denen die 700 m- und die 800 m-Sohle nach einer Beschädigung der Tübbing-Säule infolge eines Brandes im Jahre 1940 geflutet wurden und nicht mehr befahrbar sind. Über die 600 m-Sohle ist es mit dem Kaliwerk Hohenfels verbunden. Das Werk wurde 1925/26 stillgelegt. Im Abbau stand das bis 25 m mächtige Carnallitit-Flöz Staßfurt (11% K_2O) sowie ein 3 m mächtiges Sylvinit-Flöz (40% K_2O) im oberen Teil des Schwadensalzes (z3).

Der Schacht Schieferkaute wurde auf der Kissenbrücke zwischen den Salzstöcken Sehnde und Sarstedt von 1903 bis 1908 abgeteuft, wurde aber 1908 wegen technischer und finanzieller Schwierigkeiten bei 210 m aufgegeben.

Über dem westlichen Salzkissenfuß des Salzstockes Sehnde liegt die Erdöllagerstätte Lehrte mit ihren Teilfeldern Lehrte, Höver und Kronsberg-Pattensen. Es handelt sich um eine Diskordanz-Lagerstätte. Speicherhorizonte sind die ca. 10–30 m mächtigen Kalksandsteine des „Cornbrash“ des Bathonium, der von 525 m u. NN im E auf 600 m u. NN im W abfällt. Gegen E, aufgerichtet durch die Salzkissenbildung im Oberjura und in der tiefsten Unterkreide, werden diese Sandsteine von den Tonsteinen des transgressiven Obervallangin bzw. Hauterive gekappt. Der Diskordanzwinkel beträgt $<10^\circ$. Muttergestein für das Feld Lehrte ist der Posidonienschiefer des Unter-Toarcium. Dieser ist, wie auch die Öle in der Lagerstätte, im NE wesentlich reifer als im SW, eine Folge der tieferen Versenkung während der Oberkreide. Die kumulative Förderung (1952–1996) des Feldes Lehrte beträgt 1,152 Mio. t. Im Feldesteil Kronsberg wurden die ersten Versuche mit Horizontalbohrungen im Speicher gemacht, um die Ausbeute zu erhöhen. Darüber hinaus wird durch Einpressbohrungen das anfallende Formationswasser wieder in das Randwasser der Lagerstätte eingepresst, um den Lagerstättendruck zu erhalten.

BETTENSTAEDT & DIETZ 1957, DIETZ 1959, JORDAN, R. 1959, DIETZ 1973, LÜTTIG & ROHDE 1983, LEPPER 1984, KOCKEL 1984

5.2.4.6 Lehrte (Abb. 40)

Der Salzstock Lehrte geht im SSE in die Salzstruktur Sehnde ohne deutliche Abgrenzung über. Im NNE besteht über den Burgdorf-Graben eine Verbindung mit dem Salzstock Wathlingen-Hänigsen.

Der Sockel ist unter der Struktur aufgewölbt und wird von einer NNE-streichenden und E-fallenden Störung durchschnitten. Die Zechsteinbasis liegt im S der Kulmination bei

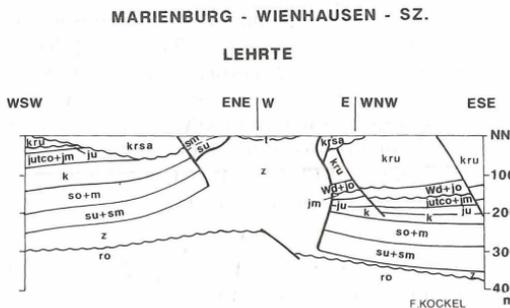


Abb. 40: Lehrte

2400 m u. NN und fällt im Stadtgebiet Lehrte auf 3000 bis 3400 m u. NN ab. Der Verwurf an der streichenden Störung beträgt 400 m. Die Bohrung Lehrte Z1 hat den Aufbau des Sockels erschlossen. Über gefaltetem Westfal A liegt Oberrotliegend in einer Mächtigkeit von 500 m, darüber folgt der basale Zechstein in Beckenfazies.

Der Querschnitt der Struktur zeigt einen stark asymmetrischen Bau. Die W-Flanke wird von einem recht breiten und ziemlich hohen Kissenfuß unterlagert, der an der Ostflanke fehlt. Die Deckschichten sind deshalb leicht angehoben. Marine Unterkreide (Valangin) transgredierte an der mittleren und hohen W-Flanke über tiefen Dogger und hohen Lias unter Ausfall von Oberjura und Wealden. In der unmittelbaren Nachbarschaft des westlichen Salzstockrandes hat sich eine tiefe, mit Santon gefüllte sekundäre Randsenke bis auf den Keuper hinab eingeschnitten. Im unmittelbaren Randbereich des Salzstockes ist bei Ilten eine Scholle von Unterem und Mittlerem Buntsandstein an einer E-fallenden Störung aufgepreßt, die übertägig ansteht.

An der Ostflanke liegen die Schichten vom Unteren Buntsandstein bis zum Wealden subhorizontal. Untere und Mittlere Trias sind hier mächtiger als an der W-Flanke, Keuper und Lias hingegen sehr viel geringmächtiger. Flankennah überlagern Münder Mergel und Serpultit transgressiv den Dogger. Über dem geringmächtigen Wealden lagert ein sehr mächtiges Unterkreide-Paket. Nahe am Salzstockrand hat sich eine kleine, mit Santon gefüllte Randsenke eingetieft, die durch eine randparallele Störung noch versetzt ist.

In Schnitten südlich dem in Abb. 40 gezeigten ist auch auf der E-Flanke ein Kissenfuß erhalten, wie er in Abb. 39 für den Strukturabschnitt Sehnde zu sehen ist.

Über dem Hut liegt in einer Subrosionssenke transgressives Tertiär. Gegen N, nördlich der Stadt Lehrte, hat sich ein Salzüberhang in Form einer Zunge in die Oberkreide vorgeschoben, der von Campan bedeckt wird. Dieser Überhang ist von der Bohrung Steinwedel 1 durchteuft worden. DIETZ (1973) vermutet, daß es sich um einen oberflächlich ausgetretenen prä-campanen Salzgletscher handelt. Maastricht findet sich in einem kleinen Erosionsrest unter dem Tertiär auch auf dem Salzstockdach.

Aus diesen geologischen Befunden läßt sich die Entstehungsgeschichte der Struktur erkennen:

Die den Salzstock unterlagernde Sockelfuge war bereits während der Tiefen und Mittleren Trias E-abschiebend aktiv. Im Keuper (Unteren und Oberen Gipskeuper) und im Lias war die Störung W-abschiebend aktiv. In dieser Zeit bildete sich über dieser Sockelfuge ein langgestrecktes Salzkissen aus, das auch die Strukturteile Sarstedt und Sehnde umfaßte und Verbindung zu den Strukturen Wathlingen-Hänigsen und Wienhausen hatte. Gegen die Firste dieses Kissens transgredierte die verschiedenen Horizonte des Oberjura, des Wealden und der tiefen Unterkreide. Im nördlichen Ostabschnitt der Struktur erfolgte der diapirische Durchbruch bereits während der Unterkreide, während im W und weiter im S die Kissenstruktur weiter bestand. Erst im Santon wurde auch von der W-Scholle her Salz in den aufsteigenden Diapir angeliefert, was zur Ausbildung der sekundären Randsenke als Kompensation des Salzabstroms führte. Auch von NE wurde noch Salz angeliefert. In Zuge der Inversion des Niedersachsen-Beckens wurde wahrscheinlich auch der NNE-gerichtete Überhang von Steinwedel ausgebildet und die gesamte Struktur stark herausgehoben und abgetragen. Das Campan überdeckte den Überhang, unteres Obermaastricht lagerte sich mit einem Basalkonglomerat und in litoraler Fazies auf der hochgepressten Buntsandsteinscholle des Westrandes ab. Weitere Überflutungen folgten im Dan, im Untereozän, im Rupel und vielleicht im Miozän, zwischendurch wurde immer wieder abgetragen, zuletzt seit dem Pliozän, verursacht durch die starke Kippung Nordwestdeutschlands gegen N.

Zwei Kalisalzbergwerke sind in dem Salzstock Lehrte aufgefahren worden: Die Grube Bergmannsseggen-Hugo mit den Schächten Bergmannsseggen (1910–1912), Hugo (1898–1905),

Erichsegen (1912–1916) und Ottoshall (1912–1915) und die Grube Friedrichshall mit den Schächten Friedrichshall I (1902–1905) und Friedrichshall II (1912). Zwischen 1939 und 1945 wurde die Grube Friedrichshall z. T. als Munitionsfabrik genutzt.

In beiden Gruben sind 5 Sohlen aufgefahren, die tiefsten liegen bei 900 m unter Flur. Der Abbau geht in beiden Gruben in der an der Westflanke des Salzstockes Lehrte gelegenen internen Mulde um. Es werden folgende Flöze abgebaut: Flöz Staßfurt (Hartsalz, 10–12% K_2O), Flöz Ronnenberg (Sylvinit, 12–15% K_2O) in beiden Gruben, in der Grube Bergmannslegen-Hugo zusätzlich das Flöz Riedel (Sylvinit, 12–15% K_2O), Flöz Bergmannslegen (Hartsalz, 8% K_2O), und Flöz Albert (Sylvinit, 15–18% K_2O). Flöz Ottoshall und das Schwadensalzflöz sind nicht bauwürdig. Früher wurde in beiden Gruben auch Steinsalz als Speisesalz und für industrielle Zwecke gewonnen: das höhere Staßfurtsteinsalz, das hier sehr rein ist, sowie Schneesalz und Rosensalz des Zechstein 4.

Seit langen waren Erdölanzeichen aus der Umgebung des Salzstockes Lehrte bekannt, z. B. im Osten bei Gretenberg und Sehnde ölprägnierter Wealdensandstein. Um 1860 wurden 3 Bohrungen auf der Ostseite abgeteuft, doch der Betrieb wurde bald wieder eingestellt. In der Tongrube Gretenberg treten Toneisenstein-Geoden auf, deren Hohlräume mit Öl gefüllt sind. 1936–1938 wurde deshalb zuerst die Ostflanke mit 7 Bohrungen untersucht, die aber die potentiellen Speicher meist verwässert und nur im Cornbrash Ölanzeichen auf Klüften antrafen. Die Aufschlußarbeiten im Westen des Salzstockes begannen 1949. Im Jahre 1952 wurde mit der Bohrung Lehrte 12 die Lagerstätte Lehrte entdeckt. Das Öl findet sich in den Kalksandsteinen des „Cornbrash“ im Bathonium, die mit 35° – 40° nach NW einfallen und von transgressivem Unteralb gekappt werden. Die Alb-Tonsteine bilden die Abdeckung der Lagerstätte. Die Breite der Lagerstätte vom Ausbiß unter dem Alb bis zur Randwasserlinie beträgt 15–200 m, die Länge des Feldes 4 km. Eine WNW-streichende Störung begrenzt das Feld Lehrte gegen den Feldesteil Höver. Muttergestein ist nach isotopen-geochemischen und organisch-geochemischen Untersuchungen der Posidonienschiefer des Unteren Toarcium. Muttergestein und Öl sind im Vergleich zu den Lagerstättenteilen Höver und Kronsberg reifer. Grund hierfür ist die tiefere Versenkung durch die Eintiefung der sekundären, mit Obersanton und Campan gefüllten Randsenke. Die Einwanderung des Erdöls erfolgte nicht bereits direkt nach der Entstehung der Fallenstruktur im Alb, sondern erst während des Campan, als das Muttergestein tief genug versenkt wurde, um die nötige Reife zu gewinnen. Die kumulative Förderung aus dem Feldesteil Lehrte (1952–1996) beläuft sich auf 0,45 Mio t.

In den Tagebauen der Zementwerke Hannoversche Portland-Cementfabrik AG, der Germania Zementwerke AG, der „Teutonia“ Misburger Portland-Cementwerk AG und der Nordcement AG, Werk Alemannia, werden Kalke und Mergel des Cenoman und Turon sowie des Obersanton und Campan in der Lehrter Westmulde (der sekundären Randsenke des Salzstockes) als Zementrohstoff gewonnen. Durch gezielten Abbau unterschiedlichen Rohmaterials gelingt es im allgemeinen, die gewünschte Zusammensetzung von 77% $CaCO_3$ zu erreichen. Durch die dichte Bebauung und ökologische Auflagen sind die Reserven begrenzt. Der Fossilgehalt in den Brüchen ist vielfältig und interessant (Inoceramen, Seeigel, Belemniten etc.). An der Grenze Cenoman-Turon der Grube II der Hannoverschen Portland-Cementfabrik sind Schwarzschieferhorizonte des Unterturon aufgeschlossen, die sich mit denen im Pariser Becken und in SE-England parallelisieren lassen, darüber hinaus die transgressiv auflagernden Schichten des Obersanton und das Untercampan: In der Grube der Nordcement AG steht Untercampan, in der Grube IV der Germania Zementwerke Obercampan an.

DIETZ, HILTERMANN & SCHMIDT 1957, BETTENSTAEDT & DIETZ 1957, DIETZ 1959, 1973, ERNST 1963, 1968, LEPPER 1984, KOCKEL 1984, BEUTLER, HEUNISCH, LUPPOLD, RETTIG & RÖHLING 1996

5.2.4.7 Burgdorf-Graben (Abb. 41)

Im Nordabschnitt der Ostflanke des Salzstockes Lehrte setzt ein mit Oberkreide gefüllter Graben an, der den langgestreckten Überhang des Salzstockes bei Steinwedel im E begleitet und über Backhausenhof SE Burgdorf bis nach Wathlingen verläuft und dort in den SW-Teil des Salzstockes Wathlingen-Hänigsen einmündet. Unter dem Quartär bzw. Tertiär ist der mit Campan gefüllte Graben kaum auszumachen. Besser zu erkennen ist er im geologischen Schnitt (Abb. 41), der über den S-Abschnitt des Grabens verläuft.

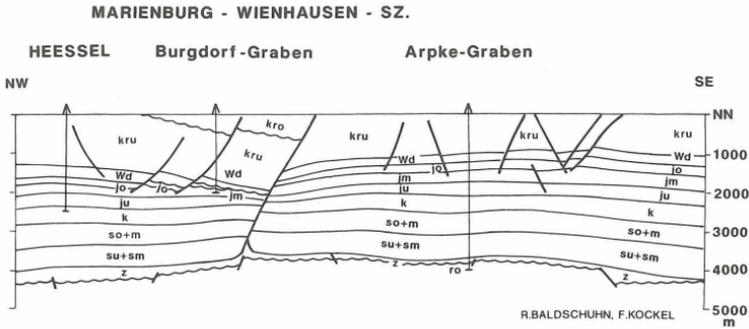


Abb. 41: Burgdorf-Graben

Über einem gestörten Sockel erkennt man im Oberbau eine westabschiebende Hauptstörung, die bis in den Sockel reicht und diesen gegen W absenkt. Gegen diese Hauptstörung hin werden auf der Hannover-Scholle im W wie auch auf der Hildesheim-Scholle im E die Mächtigkeiten des Lias und Dogger geringer. Während auf der E-Scholle Oberjura noch erhalten ist, greift nahe der Störung auf der W-Scholle Wealden auf tiefen Dogger diskordant über. Im W der Hauptstörung ist dann Oberkreide (transgressives Mittel- und Oberanton, Unter- und Obercampan, im N auch noch Untermaastricht) gegen Unterkreide im E versetzt anzutreffen. Westliche Begleitstörungen der Hauptstörung sind unbedeutender und wurzeln im Dogger.

Die Entwicklung der Struktur stellt sich folgendermaßen dar:

Im Mittleren Buntsandstein bewegte sich die Sockelfuge E-abschiebend, denn dort ist die Hardegsen-Folge unter der Solling-Diskordanz noch erhalten, während sie im W fehlt. Seit dem Keuper bildete sich über der Sockelfuge ein Salzkeissen, das im W höher herausgewölbt war als im E. In der Unterkreide senkte sich an der Hauptstörung ein Halbgraben ein, der vor allem im Hauterive und Barrême stark einsank. Dies war wohl eine Folge des ersten Salzeinstromes in den Salzstock Lehrte. Die Bewegungen hörten erst im Alb auf. Die Grabenbildung setzte sich im Santon fort, als das Salz aus dem ehemaligen Salzkeissen nach NNE und SSW in die durchbrechenden Salzstrukturen Wathlingen-Hänigsen und Lehrte einströmte. Die Heraushebung und Abtragung der Grabenstruktur ist eine Folge der jungtertiären Kippung.

BALDSCHUHN 1984, 1985

5.2.4.8 Wathlingen-Hänigsen (Abb. 42 und 43)

Der Salzstock, der in der Literatur auch manchmal als Salzstock Nienhagen-Hänigsen bezeichnet wird, und seine Randbereiche gehören zu den am frühesten untersuchten Strukturen des hannoverschen Raumes. Im W der Struktur wurde schon 1861 das Erdölfeld Nienhagen mit seinen zahlreichen Teilfeldern entdeckt, der Innenbau des Salzstockes wur-

de durch die Kaligruben Niedersachsen und Riedel schon vor dem ersten Weltkrieg erschlossen.

Die Salzstruktur Wathlingen-Hänigsen hat einen beinahe tropfenförmigen Umriß, seine Längsachse streicht in NNE-SSW-Richtung. Am NW-Rand ist über einem Kissenfuß eine NW-SE-streichende Querantiklinale angegliedert, die von radial streichenden Abschiebungen durchsetzt wird. Verbindungen zu Nachbarstrukturen bestehen im SSW über den Burgdorf-Graben und nach NNE über eine gestörte Salzkissenbrücke zum Salzstock Wienhausen.

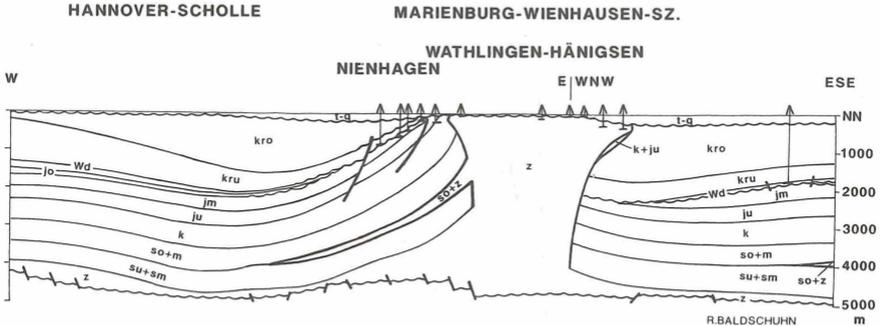


Abb. 42: Wathlingen-Hänigsen

Die Salzstruktur ist über einem NNE-SSW-streichenden, gegen E sich abtreppenden Bündel von Streifenschollen im subsalinaren Sockel aufgestiegen. Die Zechsteinbasis liegt in Tiefen von 4400–4800 m u. NN.

Im Oberbau zeigt sich eine asymmetrische Ausbildung. Im W ist ein Kissenfuß noch erhalten, über dem die mesozoischen Schichten aufgesteilt sind, im E dagegen ist das mesozoische Deckgebirge fast bis auf den basalen Zechstein abgesunken. In der Westflanke ist ein Zechsteinsalzkeil in das Rötssalinare eingedrungen. Unterer und Mittlerer Buntsandstein sind an der Ostflanke mächtiger als an der Westflanke, der Keuper dagegen an der Westflanke mächtiger als im Osten. An beiden Flanken liegt zuerst Wealden, flankennäher tiefe Unterkreide transgressiv über Dogger. Die Füllung der sekundären Randsenke beginnt im E mit der marinen Unterkreide, mächtige Oberkreide (Santon – Maastricht) ist in dieser Randsenke ebenfalls erhalten. Über dem Kissenfuß im W ist eine sekundäre Randsenke in der Unterkreide noch nicht entwickelt, sondern erst in der Oberkreide. Schwache, nachschubbedingte Randsenken mit Tertiärfüllung sind auf beiden Seiten zu erkennen, auf das Dach selbst transgredierte Tertiär direkt auf dem Gipshut. Die Salzstockoberfläche fällt von 20–100 m u. NN im Zentralteil auf 400–500 m u. NN an der Peripherie ab. Ein pilzhutförmiger Überhang ist an allen Seiten zu beobachten und erreicht an der Ostflanke eine Breite von 1–1,5 km. Über den Überhängen transgredierte Obercampan und Maastricht.

Der Innenbau des Salzstockes ist durch die Schachanlage Niedersachsen-Riedel und durch Untertagebohrungen bis in eine Tiefe von 1428 m gut erschlossen. Abb. 43 zeigt den Innenbau mit Kenntnisstand von 1987. Für eine genaue Beschreibung des komplizierten Spezialfaltenbaues wird auf SCHACHL (1987) verwiesen. Wichtig ist das Auftreten von zechsteinfremden Gesteinen, besonders an der NW-, W- und NE-Flanke. Es handelt sich um graues Steinsalz mit grauen, feinschichtigen Ton-Anhydrit-Brocken, die wahrscheinlich dem Röt angehören.

Die Entwicklungsgeschichte der Struktur läßt sich folgendermaßen deuten:

E-abschiebende Bewegungen an den Sockelstörungen lassen sich bereits im Buntsandstein nachweisen. Im Keuper wurden diese Störungen revers bewegt und schoben gegen W ab

und es begann sich über der Sockelfuge ein Salzkissen auszubilden, das sich von dem seit dem Röt bestehenden Salzkissen Wienhausen nach SSW ausbreitete. Es entstand ein Kissenzug von Sarstedt bis Wienhausen, der über eine Kissenbrücke bei Nienhagen auch mit dem Salzkissen Wietze-Hambühren zusammenhing. Auf diesem Kissenzug wurde besonders im Oberjura und Wealden kaum sedimentiert und immer wieder abgetragen. Mit Beginn der marinen Unterkreide im Valangin brach der benachbarte Salzstock Wienhausen diapirisch durch und eine tiefe sekundäre Randsenke, gefüllt mit Unterkreide, trennte die nördliche Struktur von der im Kissenstadium verharrenden Salzstruktur Wathlingen-Hänigsen ab. Auch die Salzstruktur Wietze-Hambühren entwickelte sich zum Diapir und trennte sich von dem Kissen Nienhagen-Wathlingen. Im Coniac und Santon brach die NW-Flanke des Kissens Nienhagen-Wathlingen an NE-fallenden listrischen Abschiebungen im Raum Flackenhorst und Nienhagen ein als Folge der Salzabwanderung in die nördlich gelegene Struktur Oppershausen. Erst im Untercampan erfolgte der diapirische Durchbruch der Struktur Wathlingen-Hänigsen, begleitet von der Bildung sekundärer Randsenken, die sich ringförmig um die Struktur legten. Aus der Kissenbrücke, die die Salinarstruktur mit dem Salzstock Lehrte verbunden hatte, wanderte Salz nach SSW in den durchbrechenden Salzstock Lehrte ab, weiteres Salz in den neu entstehenden Diapir Wathlingen-Hänigsen. Die Kissenbrücke brach zum Burgdorf-Graben ein. Durch den diapirbildenden Vorgang wurden die Flanken aufgeschleppt, z. T. überkippt und Schollen von Muschelkalk, Keuper und Lias randlich überschoben. Überhänge, die von DIETZ & KAYSER (1961) als Salzgletscher gedeutet wurden, breiteten sich im Unteren Obercampan aus und wurden von Oberem Obercampan und Untermaastricht wieder überdeckt. Über dem im NW erhaltenen Kissenfuß von Nienhagen („Nienhagener Querantiklinale“) sind mehrere Transgressionshorizonte im Zeitabschnitt Obersanton bis Untermaastricht zu beobachten als Folge immer wieder einsetzender Salzabwanderung aus dem Kissenfuß in den Diapir. Die Strukturentwicklung mit Salznachschub aus dem erhaltenen Kissenfuß setzt sich bis heute fort.

Die Teilfelder des Erdölfeldes Nienhagen gruppieren sich im SSW, NW und N des Salzstockes Wathlingen-Hänigsen. Bereits 1861 wurde unter Leitung von HUNÄUS im Auftrage der Hannoverschen Regierung im Gebiet Teerkuhlenberg an der südlichen W-Flanke eine Flachbohrung niedergebracht, der aber der Erfolg versagt blieb. Der Erdölaustritt („seep“) war schon seit dem Mittelalter bekannt und von AGRICOLA 1546 beschrieben worden. Weitere Bohrungen zwischen 1873 und 1875 trafen Zechsteinsalz an und führten zur Entdeckung des Salzstockes und der Kalilagerstätten. Bis zum Beginn des 2. Weltkrieges war das Erdölgebiet Nienhagen-Hänigsen eines der besten und bedeutendsten Fördergebiete Deutschlands. Der Höhepunkt der Förderung wurde 1938 erreicht, seitdem sank sie ständig. Kumulativ wurden im Erdölgebiet Nienhagen-Hänigsen 6,249 Mio t Erdöl gefördert, 3,65 Mio t davon entfielen auf das Feld Hänigsen/Dachtmissen.

Bei den einzelnen Lagerstätten handelt es sich um verschiedene Typen:

- 1. Der Salzstock-Flankentyp
Diesem Typ gehören die Feldesteile Dannhorst und Forstort Brand an. An der steilen Westflanke wurden die Schichten der Trias, des Jura und der Kreide hochgeschleppt und von Querstörungen zerbrochen. Speichergesteine sind Unterlias, Rhät, Schilfsandstein und Valangin-Sande. 1906 wurde der Feldesteil Dannhorst an der mittleren W-Flanke entdeckt, 1922 das nördlich davon gelegene Teilfeld Forstort Brand.
- 2. Flankentyp kombiniert mit stratigraphischer Falle
Feldesteil Wathlingen an der N-Flanke. Speicher sind die Sandsteine des Untermaastricht und des Oberen Obercampan (Steinförder Fazies). 1953 wurde der Feldesteil Wathlingen erschlossen
- 3. Unter dem Salzüberhang
Zu diesem Typ gehören die Lagerstätte Hänigsen und der Erdölfund Kuhlenberg. Unter dem breiten Salzplatten an der S-Flanke liegt eine überkippte Mulde mit Jura und Un-

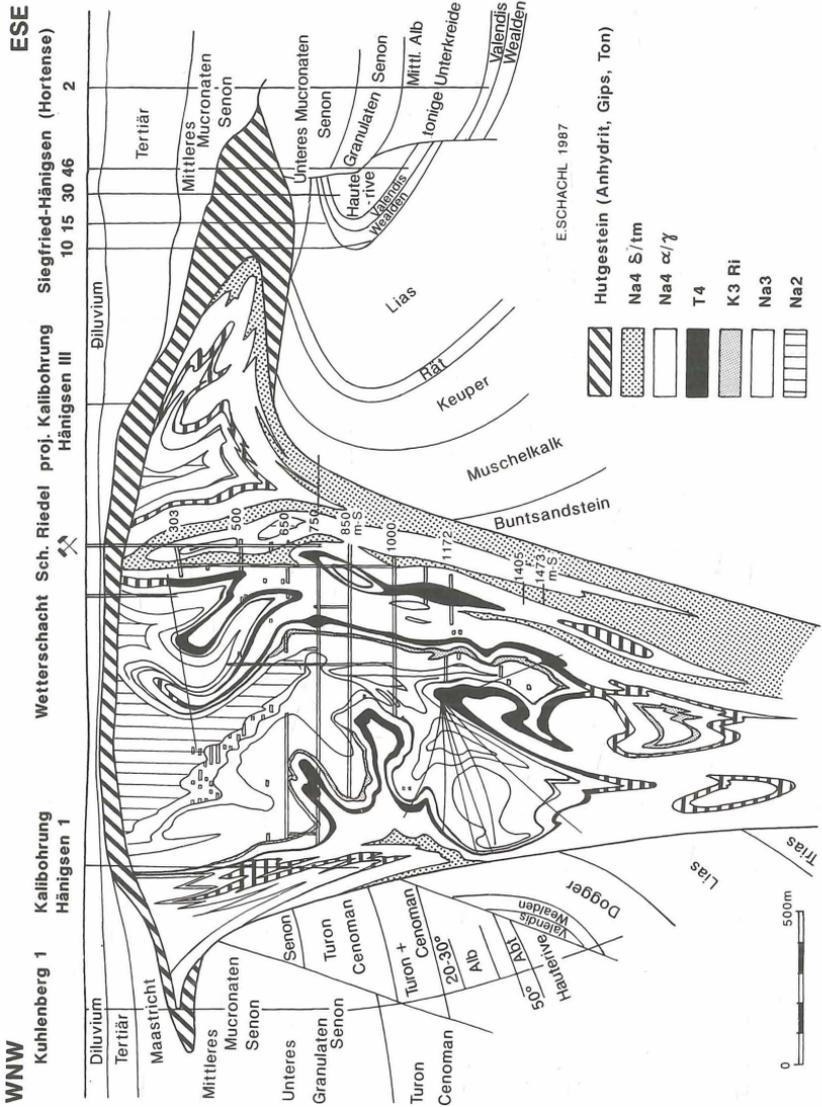


Abb. 43: Innenbau des Salzstockes Wathlingen-Hängigsen

terkreide. Gefördert wird in Hänigsen aus den Sandsteinen des Wealden und Valangin, in Kühlenberg zusätzlich aus dem Cornbrash des Bathonium. Im Jahre 1940 fand man, teilweise unter dem südlichen Überhang das Feld Hänigsen. 1949 kam der Fund Kühlenberg hinzu, nahe dem alten Erdölaustritt Teerkühlenberg

• 4. Lagerstätte auf dem Quersattel.

Dieser Typ ist im Nienhagen-NW-Feld verwirklicht. Die Schichten sind über dem bestehenden Kissenfuß und Salzkeil im NW der Struktur aufgewölbt, gegen E wird die Struktur vom Salzstock begrenzt. Gefördert wird aus dem Cornbrash des Bathonium und aus Wealden- bzw. Valangin-Sandsteinen. Im Jahre 1928 wurde das große Teilfeld Nordwestfeld Nienhagen erschlossen.

Muttergestein ist in allen Feldesteilen der Posidonienschiefer des Toarcium.

Der Salzkörper des Salzstockes Wathlingen-Hänigsen wurde 1875 durch eine Erdölbohrung der belgischen Firma Virginia entdeckt. Der erste Schacht Niedersachsen wurde 1905–1910, der Schacht Riedel 1905–1909 abgeteuft, ein weiterer Wetterschacht 1979–1981. In den Jahren 1939–1945 wurde die Schachanlage Riedel als Munitionsfabrik genutzt, 1946 ereignete sich darin eine schwere Explosion, die 86 Menschenleben forderte und auch übertage große Verwüstung anrichtete. Erst 1950 wurde die Förderung wieder aufgenommen, wird aber demnächst eingestellt. Der Innenbau des Diapirs ist durch die Schachanlagen Niedersachsen und Riedel gut erforscht (siehe SCHACHL 1987). Gebaut wird auf insgesamt 11 Sohlen bis zu einer Tiefe von 1428 m u. NN. Das Salzbergwerk Niedersachsen-Riedel ist damit das tiefste und auch wärmste Kaliwerk der Welt. Gefördert wird Sylvinit des Flözes Riedel (2–40 m mächtig, 18–20% K₂O) sowie Steinsalz aus den Horizonten Linien- und Bändersalz des Leine-Zyklus (bis 80 m), Schwadensalz des Leinezyklus (bis 40 m) und Schneesalz des Aller-Zyklus (bis 20 m).

STOLLER 1927, BENTZ 1949, KOCH 1953, STROBEL 1956, DIETZ & KAYSER 1961, MÜLLER-DEILE 1964, BALDSCHUHN 1984, SCHACHL 1987

5.2.4.9 Wienhausen (Abb. 44 und 45)

Der Salzstock Wienhausen hat einen ovalen Umriß, die Längsachse streicht NNE-SSW. Im NW besteht eine strukturelle Verbindung zur Struktur Oppershausen, gegen SE zu der Struktur Hardeße, gegen SSW ist die Verbindung mit dem Salzstock Wathlingen-Hänigsen über eine Kissenbrücke sehr stark gestört. Der Salzstock liegt damit über dem Schnittpunkt des Allertal-Störungssystems mit der in NNE-Richtung heranstreichenden Sockelfuge Marienburg-Wienhausen, der auch die Strukturen Lehrte-Sehnde-Sarstedt und Wathlingen-Hänigsen aufsitzen.

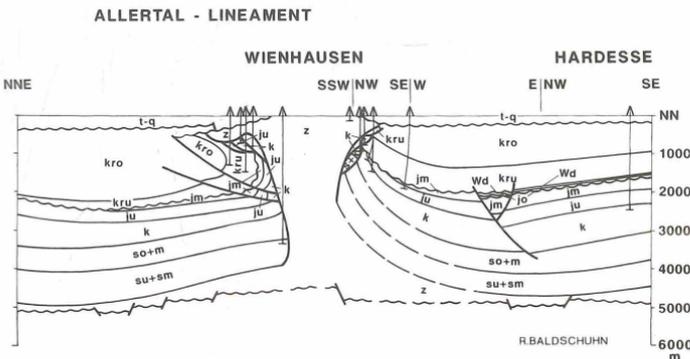
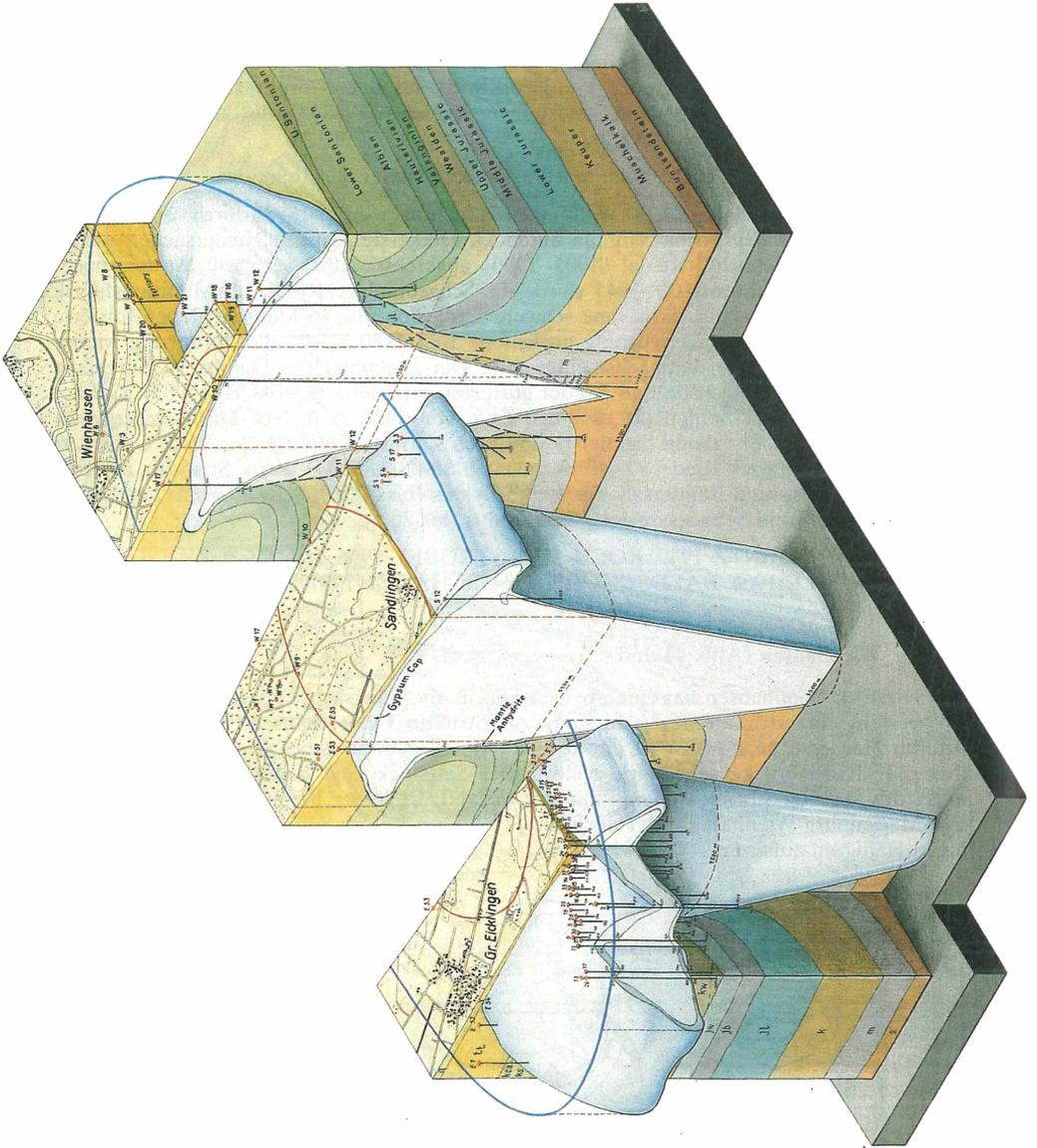


Abb. 44:
Wienhausen



Die Zechsteinbasis ist unter dem Salzstock durch eine SE-abschiebende Verwerfung gestört, auch in der NW-SE-Richtung ist der Sockel durch Störungen in Streifenschollen zerlegt. Die Zechsteinbasis liegt zwischen 4900 und 4500 m u. NN.

Der Schnitt in Abb. 44 quert den Salzstock in NNE-SSW-Richtung, knickt aber im Dachbereich der Struktur gegen SE ab. Es ist also ein diagonales Querprofil durch die Struktur. Ein sehr altes Blockbild mit zwei Querschnitten wurde von STACH (1945) entworfen (Abb. 45)

Über dem Sockel zeigt der Salzstock ein sehr asymmetrisches Bild. Der Kissenfuß unter der NNE-Flanke ist weniger ausgeprägt als der unter der SE-Flanke. Die Salzstruktur zeigt breite Überhänge an allen Seiten, besonders im NNE. Zahlreiche Bohrungen haben die hochgeschleppten, z. T. überkippten Schollen des Nebengebirges unter dem Überhang sehr genau untersucht. Extrem kompliziert ist der Nordrand gebaut, da hier Salzüberhangstektonik und Überschiebungstektonik entlang der Stirn der Inversionsstruktur Oppershausen zusammentreffen. Trias, Lias und Unterkreide treten in recht flacher Lagerung an den Salzstock heran. An zwei übereinander liegenden, flachen Überschiebungen ist die flankennahe, z. T. überkippte, mit Unter- und Oberkreide gefüllte sekundäre Randsenke ebenso wie der nördliche Überhang und die darunter hochgeschleppten Lias- und Keuperschollen auf den nordnordöstlich davorliegenden oberkretazischen (Coniac–Obercampan) Randtrog aufgeschoben.

Das Dach ist im zentralen Teil flach aufgewölbt und fällt randlich von 50 m u. NN auf ca. 100 m u. NN, im Bereich der Überhänge auf 300–400 m u. NN ab. Im Bereich der Kulmination liegt nur Quartär auf dem Gipshut, über den Überhängen lagern transgressiv Obercampan, Maastricht und Tertiär.

Erste Anzeichen einer Kissenbildung lassen sich im Röt, Keuper und Lias erkennen. Der großflächige Ausbiß von Dogger, Oberjura und Wealden umreißt das Salzkissen zu Beginn der Unterkreidezeit, das mit dem Kissen Wathlingen-Hänigsen und dem Kissen Oppershausen zusammenhing. Mit dem Durchbruch des Diapirs im Valangin bildete sich eine den Salzstock umgebende, elliptische sekundäre Randsenke, in der sich, verstärkt durch die allgemeine Absenkung des Niedersachsen-Beckens, bis zum Beginn des Alb 400–500 m Sediment ablagerte. Im Coniac-Santon wurde die Salzstruktur in die Inversionsbewegungen am Nordrand des Niedersachsen-Beckens mit einbezogen. Dabei wurde die nördliche Randsenkenfüllung überkippt und auf die Pompeckj-Scholle im N aufgeschoben. Gleichzeitig bildete sich ein tiefer Randtrog mit >1800 m Oberkreide, der am Südrand gleichfalls überfahren wurde. Die pilzförmigen Überhänge, die ebenfalls bei der Inversion entstanden, wurden im Obercampan und Maastricht überdeckt. Im Obercampan und Maastricht bildete der zentrale Teil des Stockes eine submarine Untiefe oder Schwelle. Hier wurden grobe Konglomerate abgelagert.

Weitere Überflutungen und anschließende Hebungen erfolgten im Verlauf des Oberpaläozän bis Miozän, bis endlich im Pliozän das ganze Gebiet über den Meeresspiegel herausgehoben und abgetragen wurde.

Am SW-Rand des Salzstockes wurde 1937 das Erdölfeld Eicklingen erschlossen. Es förderte aus den steilstehenden Sandsteinen des Wealden und Valangin unter dem Überhang. Die kumulative Förderung bis zur Stilllegung 1981 betrug 0,489 Mio t. 1941 wurde an der NE- und NW-Flanke das Teilfeld Wienhausen erschlossen. Es wurde bereits 1957 wegen Erschöpfung aufgegeben und hatte insgesamt nur 7000 t Erdöl gefördert. Muttergestein der geförderten Erdöle ist der Posidonienschiefer des Untertoarcium.

STACH (1945), SCHOTT 1956, TACHILZIK 1963, BALDSCHUHN 1984

Abb. 45: 3D-Model des Salzstockes Wienhausen, nach STACH 1945

5.2.5. Strukturzug Mölme-Groß Ilsede – Stederdorf-Graben – Berkhöpen – Plockhorst-Graben

Dieser Strukturzug im Oberbau verläuft im Abschnitt Mölme-Groß Ilsede in NE-Richtung, im Abschnitt Stederdorf-Graben-Berkhöpen in N-S-Richtung und schwenkt dann erneut in die NE-Richtung um. Er teilt die Hildesheim-Scholle in einen westlichen und einen östlichen Teil.

5.2.5.1 Mölme-Groß Ilsede (Abb. 46 und 47)

Die beiden Strukturteile sind über eine von Unterkreide überdeckten Kissen-Brücke miteinander verbunden. Im Sockel unter den Strukturen verläuft ein gegen NW abschiebendes Störungsbündel, das am NE-Ende der Struktur Groß Ilsede (Schmedenstedt) in die W-E-Richtung umbiegt. An dieser Störungszone fällt die Zechsteinbasis um 100 bis 150 m ab (Mölme-Stederdorf-Plockhorst-Störungszone).

Der Strukturteil Mölme (Abb. 46) stellt sich im Oberbau als ein Y-Graben dar, dessen Haupttrandstörung im SE mit Salz ausgefüllt ist. Die Gegenstörung senkt einen komplex gebauten Graben parallel zum NW-Rand der Salzstruktur ab. Sowohl an der SE- als auch an der NW-Flanke ist ein Kissenfuß erhalten, der die Schichten des Oberbaues aufwölbt. Der Kissenfuß im SE ist ausgeprägter. An der SE-Flanke ist im Muschelkalk-Salinar ein kleiner Zechsteinsalzkeil eingedrungen, der die darüber liegenden Schichten der hohen Flanke zusätzlich anhebt.

Der Strukturteil Groß Ilsede ist ähnlich gebaut (Abb. 47). Hier ist jedoch die NW-Randstörung des Y-Grabens die Hauptstörung, ebenfalls salzgefüllt, der Graben selbst ist auf der SE-Flanke eingesunken. Auch hier ist der Kissenfuß unter der SE-Flanke besser erhalten.

Auffallend sind die Mächtigkeitsunterschiede ab Dogger auf den beiden Flanken. Der Dogger ist auf der SE-Flanke mächtiger als auf der NW-Flanke, Oberjura und Wealden auf der NW-Flanke besser entwickelt als auf der SE-Flanke. In den hohen Flankenbereichen liegt Serpulit (z. B. im Wealden-Feld) bzw. Wealden transgressiv auf Dogger.

Die heutige NW-abschiebende Sockelstörung bildete wohl seit dem Keuper, sicherlich im Dogger ein Scharnier zwischen westlicher und östlicher Hildesheim-Scholle. Im Unteren Gipskeuper senkte sich die NW-Scholle ab, ab dem Oberen Gipskeuper die SE-Scholle. Im Malm bildete sich über diesem Scharnier ein schwaches Salzkissen aus, auf dessen Firste Serpulit und Wealden in geringer Mächtigkeit über Dogger transgredierte. In der Unterkreide senkte sich die NW-Scholle wieder schneller ab als die SE-Scholle. Während der Inversionsphase des Niedersachsen-Beckens im Coniac und Santon riß im südwestlichen Dachbereich eine NW-abschiebende Störung und im nordöstlichen Abschnitt eine SE-abschiebende Störung auf. Salz strömte vor allem von NW in diese aufreißende Spalte, das Dach kollabierte in Form der beschriebenen scheidelnahen Gräben. Gleichzeitig wurde der Dachbereich tiefgründig abgetragen. Das jüngere Santon transgredierte über der Struktur und dem Grabeneinbruch. Post-Campan bewegte sich die südöstliche Grabenstörung NW-

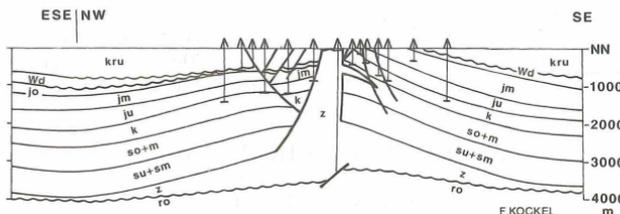


Abb. 46: Mölme

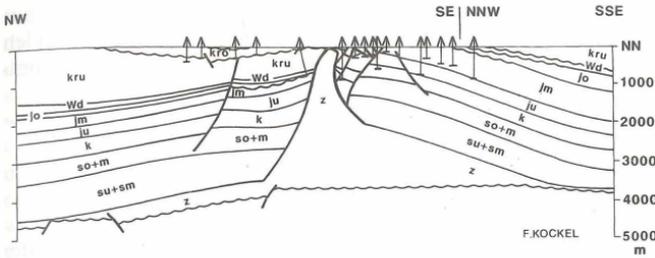


Abb. 47: Groß Ilsede

abschiebend und auf der nordwestlichen Grabenschulter bildete sich eine Senke, in der unter dem transgredierenden Untereozän Santon erhalten bleiben konnte. Die jüngeren Tertiärsedimente, die den Bereich sicherlich einmal überdeckt hatten, sind bei der pliozänen Hebung vollständig entfernt worden.

An den Flanken der Struktur finden sich die Erdölfelder Mölme und Oberg mit dem Feldesteil Schmedenstedt. 1935 wurde der erste wirtschaftliche KW-Fund in der Umgebung der Salzstruktur Mölme gemacht. Das „alte Rhätfeld“ liegt auf der SE-Flanke über dem hoch aufgewölbten Kissenfuß. Hauptträger ist der Mittelrhätsandstein. Das „Wealdenfeld“ liegt unmittelbar vor der NW-Flanke der Salzstruktur in der hohen Flanke des die Struktur begleitenden Grabens. Wealdensandsteine sind hier die Speichergesteine. Das Muttergestein ist der Posidonienschiefer des Untertoarcium. Beide Felder sind erschöpft und haben kumulativ 97000 t Erdöl geliefert. Ebenfalls aufgelassen sind das Korallenoolith-Feld (Feldesteil Feldbergen) auf der Achse der nach SW abtauchenden Salzstruktur (kumulative Förderung 78000 t seit 1938) und das „Neue Rhätfeld“. Letzteres wurde auf einer Randstafel des NE-SW-streichenden, der Struktur im NW vorgelagerten Grabens im Mittelrhätsandstein fündig.

Im SE des Strukturteiles Groß Ilsede liegt das Erdölfeld Mölme. Hier waren Erdölausstritte („seeps“) schon seit dem 17. Jahrhundert bekannt. Die wirtschaftliche Erschließung begann 1919. Zwei Teilfelder sind zu unterscheiden: das Doggerfeld südöstlich des den Salzstock begleitenden Grabens auf der hohen Flanke über dem Kissenfuß, wo aus den Sanden des Aalenium paraffin- und gasreiches Leichtöl gefördert wurde. Das Wealdenfeld liegt in dem die Struktur im SE begleitenden Graben, lieferte jedoch nur geringe Mengen hochviskosen Erdöls. Nur die Sonde Oberg T 1 förderte im Zeitraum 1971–1979 13000 t. Der aufgelassene Feldesteil Schmedenstedt liegt nordöstlich des Feldes Oberg an der hohen Flanke einer nordgerichteten Flexur. Speichergesteine waren Sande des Aalenium. Die Erdöl- und Gasförderung wurde 1968 eingestellt.

Das Muttergestein für alle Erdöllagerstätten dieses Raumes ist ausschließlich der Posidonienschiefer des Untertoarcium.

Im Strukturteil Groß Ilsede wurde 1900–1912 der Schacht Wilhelmsburg-Ölsburg auf Kalisalz abgeteuft. Die Grube wurde 1933 stillgelegt und ersoff 1936. Abgebaut auf insgesamt 4 Sohlen wurde vorwiegend das Flöz Ronnenberg in Sylvinit-Entwicklung, aber auch das Hartsalz des Flözes Staßfurt. Bis zum Jahr 1887 bestand auf der Struktur auch eine Saline.

Das Eisenerzrevier Bülten liegt an der NW-Flanke der Salzstruktur Groß Ilsede am SE-Rand einer schwach eingetieften, NNE-streichenden santonen und postsantonen Muldenstruktur, die als Fortsetzung des Stederdorfer Grabens anzusehen ist. Die größten Erzmächtigkeiten des obersantonen Trümmereisenerzflözes finden sich mit >10 m im Bereich des übertägigen Ausstrichs am SE-Rand der Mulde. Gegen NW, N und NE vertauht das Lager bzw. wird von jüngeren Deckschichten (Campan) transgressiv gekappt. Die Schächte Groß-Bülten, Ölsburg und Emilie haben die Lagerstätte erschlossen. Insgesamt wurden 60 Mio t Eisenerz gewonnen, die Lagerstätte ist erschöpft und die Bergwerke sind aufge-

lassen. Die Komponenten, aus denen sich das Trümmereisergesetz zusammensetzt, stammen aus Toneisenstein-Konkretionen in den Unterkreide-Tonsteinen, die von dem ingredierenden Obersanton-Meer ausgewaschen, aufgearbeitet, zerkleinert und dann in lokalen Senkungsräumen wie der Bültener Senke abgelagert („gefangan“) wurden.

WALDECK 1957, ROLL 1971, KOCKEL 1983

5.2.5.2 Stederdorf-Graben (Abb. 48)

Vom Strukturteil Groß Ilsede im S bis zum Salzstock Berkhöpen erstreckt sich der an der Oberfläche nur 2 km breite Graben in S–N-Richtung.

Unterlagert wird er im Sockel von zwei parallelen ost- u. westabschiebenden Störungen, die auf der Firste einer N-S-streichenden Sockelhochlage eingebrochen sind. Auf dieser Hochlage findet sich die Zechsteinbasis bei ca. 3600 m, während sie gegen W in das Hämelerwald-Becken auf 4500 m und nach E auf 4200 m u. NN absinkt. Die Grabenfüllung und auch die Randstörungen sind wegen schlechter seismischer Überdeckung nicht gut bekannt. Gesichert sind mehrere Staffelbrüche und Graben-in-Graben-Strukturen für die Basis Dogger und die Basis Unterkreide. Höchstes Santon und Unteracampan überdecken transgressiv die Grabenstruktur, an ihrer Basis tritt ein Trümmereisenerz-Horizont auf, das Erzlager Peine. Die Ostrandstörung war noch einmal nach dem Campan aktiv.

Wahrscheinlich bestand, zumindest im Nordabschnitt seit Beginn des Keuper, sicher im Oberjura, Wealden und in der Unterkreide über einer gestörten Sockelhochlage ein N–S-gestrecktes Salzkissen, das die späteren Strukturen Berkhöpen und Groß Ilsede miteinander verband. Diese Annahme wird durch das Auftreten von geringmächtigem Keuper, transgressivem Serpulit und Wealden in der S-Umrandung des Salzstockes Berkhöpen gestützt. Der Einbruch des Grabens, verbunden mit Salzabwanderung gegen N und S erfolgte in der Unterkreide und im Coniac-Santon. Zumindest fand das transgredierende Obersanton den komplexen Graben bereits vor. In der höchsten Oberkreide bewegte sich noch einmal die Ostrandstörung. Die Verbreitung des Untereozän über dem Graben läßt auf weitere, allerdings bruchlose Einsenkung während des Tertiär schließen.

Das Erdölfeld Ölheim Süd wurde 1967 bzw. 1968 entdeckt. Es liegt auf der aufgewölbten Ost-Schulter des nördlichen Stederdorf-Grabens. Im W wird es von der Grabenrandstörung begrenzt, im NW von einer NE-streichenden großen Abschiebung. Die Lagerstätte hat also mit der Salzstruktur Berkhöpen nichts zu tun. Speicher sind die Sandsteine des Wealden und des Valangin, untergeordnet auch der Mittelrhät-Hauptsandstein. Muttergestein ist der Posidonienchiefer des Untertoarcium. Die kumulative Förderung 1960–1996 betrug 1,274 Mio t, davon entfallen auf die Unterkreide-Speicher 1,243 Mio t.

An die Struktur des Stederdorf-Grabens ist die Trümmereisenerz-Lagerstätte Peine gebunden. Der transgressive Eisenerzhorizont des Obersanton greift über die westliche Grabenrandstörung und die internen Grabenstaffeln hinweg und fällt, nur von einer

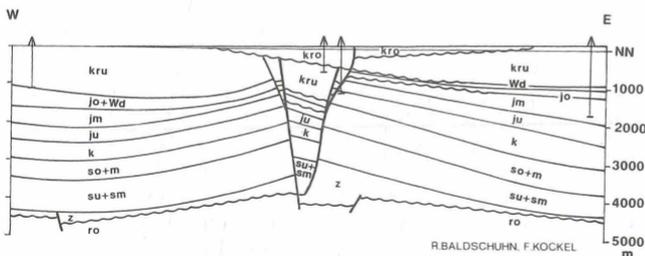


Abb. 48:
Stederdorf-Graben

unbedeutenden Störung verstärkt, gegen E ein. An der östlichen Grabenrandstörung, die auch post-Santon noch einmal bewegt wurde, wird das Lager abgeschnitten. Auf der östlichen Grabenschulter liegt das Campan ohne Basis-Eisenerz transgressiv direkt auf Unterkreide. Die höchsten Lagermächtigkeiten mit >10 m finden sich in dem während des Obersanton am tiefsten abgesenkten Teiles unmittelbar westlich vor der Ostrand-Grabenstörung in 600 m Tiefe. Die Lagerstätte wurde durch zwei Schächte der Schachanlage Peine-Vöhrum erschlossen. Heute ruht der Abbau. 14 Mio t Eisenerz wurden gewonnen, die noch vorhandenen sicheren und wahrscheinlichen Vorräte werden mit 30 Mio t Eisenerz mit durchschnittlichen Gehalten von 23–26% Fe angegeben.

JOHANNSEN 1966, KOCKEL 1983

5.2.5.3 Berkhöpen (Abb. 49)

Der herzförmige, in seiner Längsachse N-S-streichende, nur 2,5 km breite Salzstock steht über den Stederdorf-Graben in struktureller Verbindung mit der Salzstruktur Groß Ilsede. Gegen NE zweigt der Plockhorst-Graben ab und gegen NW besteht eine Verbindung zum Salzstock Wathlingen-Hänigsen über die NE-vergente Uetze-Überschiebung.

Die Struktur sitzt einer annähernd W-E-streichenden, maximal auf 3600 m u. NN. aufsteigenden Hochlage des Sockels im Schnittpunkt dreier Sockelstörungen auf, die, allseits flexurartig und durch synthetische Abschiebungen verstärkt, gegen eine 4200–5000 m tiefe Syncline abfällt, die diese Hochlage halbkreisförmig im NW, NE und SE umgibt.

Der Salzstock ist allseits von einem breiten und auch recht hohen Kissenfuß umgeben. Seine Flanken ragen steil ohne Überhänge auf. Im zentralen Teil liegt die Dachfläche zwischen 0 und +50 m u. NN und fällt nach NW auf über 600 m u. NN ab. Nur Quartär deckt den Gipshut ab, randlich ist etwas Tertiär erhalten. Radial angeordnete Störungen durchsetzen insbesondere die hohe NW-Flanke und zerlegen diese in Dreiecks-Schollen, auf denen die prä-tertiäre Erosion unterschiedlich tief vorgegriffen hat.

Die Strukturgenese läßt sich wie folgt rekonstruieren:

Erste Salzbewegungen, die zum Ausbau eines N-S-gestreckten, gegen NE umbiegenden, den Bereich des heutigen Stederdorf-Grabens im S und den des Plockhorst-Grabens im NE mit umfassenden Salzkissen geführt haben, sind für den Keuper nachzuweisen, der an der NNE-Flanke und an der SW-Flanke stark ausdünn und diskordant über den Muschelkalk übergreift. Lias und Dogger nehmen gegen die Firste dieses Kissens deutlich an Mächtigkeit ab. Tieferer Oberjura fehlt im Strukturbereich unter dem transgressiv auflagernden Serpulit. In der tiefsten Unterkreide (Berrias, „Wealden“) durchbrach das Salz die Deckschichten an der Nordspitze des langgestreckten Salzkissens entlang einer W-fallenden Abschiebung. Die Salzzufuhr in den entstehenden Diapir erfolgte ausschließlich von W, jedoch entstand keine typische sekundäre Randsenke.

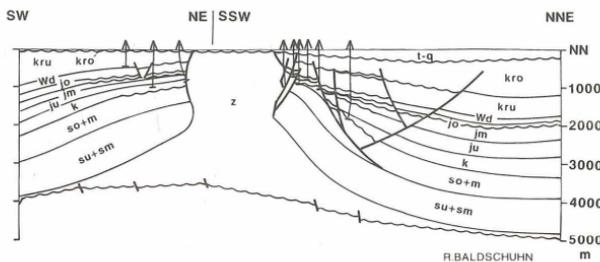


Abb. 49: Berkhöpen – Plockhorst-Graben

Überprägt wurde die Struktur während der Inversion des Niedersachsen-Beckens im Zeitraum Coniac-Santon, als sich eine WNW-ESE-streichende Inversionsachse ausbildete, in die die Salzstruktur einbezogen wurde. Auf ihr wurden die Schichten des Cenoman, Turon und teilweise des Alb abgetragen. Gleichzeitig brachen der Stederdorf- und der Plockhorst-Graben ein. Der SW-Teil des Salzstockes wurde in diesem Inversionsakt stärker herausgehoben als die NE-Flanke, auf der Mittelsanton, strukturiert höher Obersanton bzw. Unter- und Obercampan transgredierte. Nördlich und nordöstlich vorgelagert bildete sich eine tiefe Senke, ein „Randtrog“ im Raum Uetze-Eltze-Wehnsen-Berkhöpen aus, in dem bis 800 m Mittel- und Obersanton, Unter- und Obercampan, besonders aber Obercampan abgelagert wurden. Da diese Senke im Sockel vorgezeichnet ist, ist sie nicht als halokinetische „sekundäre Radsenke“ zu betrachten sondern als eine Folge der Inversionsbewegungen („Randtrog“). Die Inversionsstruktur selbst (Uetze-Überschiebung) zeichnet die Sockelhochlage unter der Salzstruktur nach.

Die Sedimentations- und Abtragungsgeschichte während des Tertiär ist schwer zu rekonstruieren, da das Tertiär flächenhaft nur im Norden der Struktur erhalten ist.

Die Schachanlage Hannoversche Kaliwerke erschloß den Salzkörper Berkhöpen (Ödesse) mit den Schächten Hannoversche Kaliwerke (1905–1913) und Berkhöpen (1911–1918). Die Abbaue gingen auf 6 Sohlen zwischen 540 und 880 m unter Flur um. Gebaut wurde das Flöz Staßfurt in Hartsalzfazies und das Flöz Riedel (Sylvinit). Nach 1925 wurde die Produktion stark eingeschränkt, die Grube eroff 1936 und ist nicht mehr zugänglich.

Das Ölfeld Eddesse besteht aus den Teilfeldern Eddesse Nord im N der Salzstruktur und den erschöpften Teilfeldern Berkhöpen und Ölheim im Osten der Struktur. Nur das Feld Eddesse Nord ist noch in Produktion. Der Feldesteil Ölheim (alt) wurde bereits in den 80er Jahren des vorigen Jahrhunderts erschlossen. Teerkuhlen und verölte Sande des Pleistozän und Tertiär waren schon seit dem Mittelalter bekannt. Bis 1925 wurden hier ca. 53000 t Erdöl gefördert. Das Erdölfeld Ölheim (neu) wurde strukturtiefer in den Jahren 1937/38 erschlossen. Es handelt sich um typische Flankenlagerstätten auf der hochgeschleppten Flanke einer Salzstruktur. Hauptförderhorizont ist der Mittelrhät-Sandstein, weniger wichtig ist der Angulatensandstein des Hettangium. Die Produktion wurde 1962 eingestellt. Kumulativ wurden 77000 t gefördert. Das Teilfeld Berkhöpen liegt an der NE-Flanke der Salzstruktur und ist ebenfalls eine typische Flankenlagerstätte. Sie wurde 1927 entdeckt. Hauptspeichergesteinshorizont ist ebenfalls der Mittelrhät-Sandstein, untergeordnet auch der Angulatensandstein des Hettangium. Kumulativ wurden zwischen 1927 und 1970 ca. 180000 t Erdöl gefördert. Das 1950 entdeckte Teilfeld Eddesse Nord ist ebenfalls eine Flankenlagerstätte. Es lieferte aus dem Mittelrhät, Angulatensandstein und aus dem Wealden und Valangin bis 1996 kumulativ 0,820 Mio t Rohöl.

Das Muttergestein für alle Erdöllagerstätten ist der Posidonienschiefer des Untertoarcium.

JOHANNSEN 1966, KOCKEL 1983, BALDSCHUHN 1984

5.2.5.4 Plockhorst-Graben (Abb. 49)

Der Plockhorst-Graben bildet den nordöstlichen Ast der drei Störungssysteme, in deren Schnittpunkt der Salzstock Berkhöpen sitzt.

Die Füllung des Grabens, dessen südöstliche Randstörung den stärksten Versatz aufweist, besteht aus geringmächtigem Obersanton, das auf Alb transgredierte, aus Unter- und Obercampan sowie Maastricht und Tertiär. Die Grabeneinsenkung begann erst nach der Hauptphase der subherzynen Inversion des Niedersachsen-Beckens im Obersanton, also gleichzeitig mit dem Einbruch des Stederdorf-Grabens und des Burgdorf-Grabens.

5.3 Strukturzug Rolfsbüttel-Wendeburg – Vechelde – Broistedt (Abb. 34)

Von dem langgestreckten, NNE-SSW-streichenden Strukturzug Rolfsbüttel-Wendeburg – Vechelde – Broistedt ragt nur die westliche Nase der Salzstruktur Broistedt in das Kartengebiet hinein. Dieser Strukturzug soll hier nicht im Einzelnen abgehandelt werden. Einen Schnitt durch den Salzstock Broistedt liefert die Abb. 34.

5.4 Benthe (Abb. 50, 51 und 52)

Morphologisch erscheint der Salzstock als eine Senke zwischen den niedrigen Höhenzügen des Benthers Berges im W, dem Tönniesberg im E und des Gehrdeners Berges im SW. Auffallend sind auch die Halden der beiden stillgelegten Kaligruben Hansa und Ronnenberg.

Die längliche Salzstruktur streicht in NNE-Richtung und steht mit dem NE-streichenden Eilenriede-Graben in Verbindung, der das Hannoversche Stadtgebiet unterlagert. Im SSE wird die Struktur durch die Stemmerberg-Überschiebung (siehe Kap. 5.1.5.6) begrenzt.

Im Sockel, der durch die Bohrung Benthe Z1 untersucht wurde, erhebt sich unter der Struktur eine rundliche Halbantiklinale, die im N wie im S von WNW-streichenden, NNE- bzw. WSW-fallenden Störungen begrenzt wird. Im Top der Halbantiklinale liegt die Zechsteinbasis bei 2000 m u. NN, an den Flanken bei 3000–3500 m u. NN.

Der oberflächliche Ausbiß des Zechstein unter Tertiärbedeckung, die sich in der Subrosionssenke erhalten konnte, erstreckt sich über eine Fläche von 8,5 km Länge und maximal 2,5 km Breite. Der Salzstock zeigt im W-E-Schnitt einen asymmetrischen Aufbau. Die W- und NW-Flanke wird von einem breiten und recht ausgedehnten Kissenfuß unterlagert, über dem die mesozoischen Deckschichten halbantiklinalförmig aufgewölbt sind. Unter der Ostflanke ist der Kissenfuß sehr viel weniger ausgeprägt und nur im Südabschnitt der E-Flanke auch im Oberflächenbild erkennbar (Muschelkalk an der Erdoberfläche). Die hohen Flanken der Struktur sind sowohl im W und NW wie im E gestört. Die Trias ist herausgepreßt und im W und NW auf jüngere Schichten (Muschelkalk) überschoben. Unterer und Mittlerer Buntsandstein dieser herausgepreßten W- bis NW-Flanke bauen den Höhenzug des Benthers Berges auf. Die hochgepreßte Flanke im E wird an der Oberfläche durch einen schmalen Streifen Röt und Muschelkalk markiert, der von Badenstedt über Ronnenberg nach Weetzen zieht.

An der SW-Flanke des Salzstockes steht das über Unterkreide transgressiv lagernde Mittel- und Obersanton und Campan in einem NW-SE-streichenden Randtrogl an, das im Gehrdeners Berg obertägig erschlossen ist. Die Oberkreide überlagert die Stirn der Stemmerberg-Überschiebung, die in den Salzstockrand übergeht. Die Oberkreidemulde setzt sich bis SE Lüdersen fort. Das Coniac, Santon u. Campan nimmt nach RIEDEL (1940) (siehe Abb. 52) zum Salzstock hin an Mächtigkeit zu (>300 m in der Bohrung Gehrden 3)

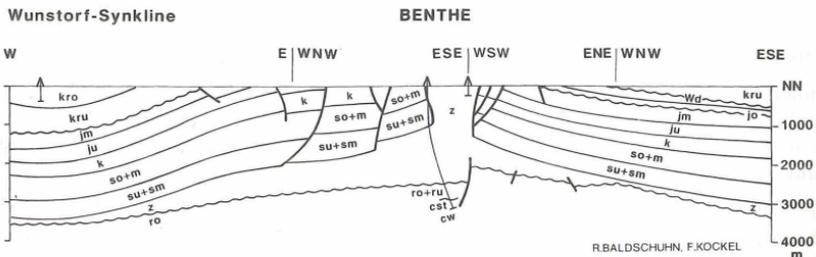
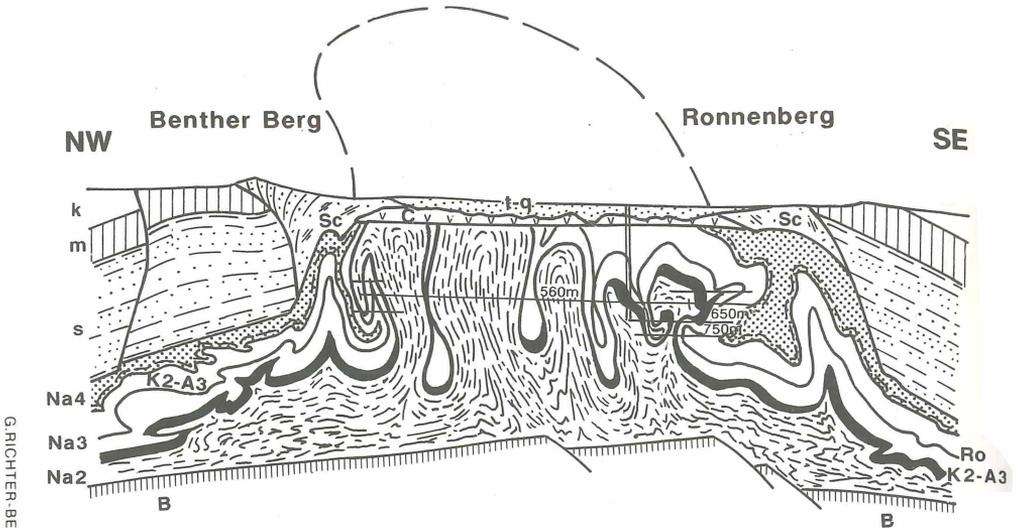


Abb. 50: Benthe



Profil durch den Salzstock von Benthe im Bereich des Schachtes Ronnenberg. (Dessen Sohlen bei 560, 653, 750 und 850m unter Tage durch horizontale Linien angedeutet.)

t-q = Tertiär und Quartär der Subrosionssenke, k = Keuper, m = Muschelkalk, s = Buntsandstein (zum Salzspiegel hin in Einsturzgebirge übergehend), Na4 = Allersalz + Roter Salzton, Na3 = Leinsalz mit etwaiger Lage des Flözes Ronnenberg, schwarz = Hauptanhydrit-Grauer Salzton - Flöz Staufurt, Na2 = („Älteres“) Staufurt-Steinsalz, B = subsalinare Basisgesteine.

Abb. 51: Innenbau des Salzstockes Benthe

und erreicht in einem unmittelbar südsüdwestlich vor dem Salzstock liegenden Graben Mächtigkeiten bis zu 800 m (Gehrden 2). Das Santon greift transgressiv über Apt (Gehrdener Berg), Barrême (Franzburg 1) und Hauterive (Gehrden 1 und 3) über. Die Kreidebasis wird von Wealden gebildet, der diskordant auf Dogger übergreift. Unmittelbar südwestlich des Grabens ist Mittlerer Keuper an einer steilen, NNE-vergenten Störung auf Lias aufgeschoben. Diese steile Aufschiebung verflacht gegen SW und ist als Äquivalent der Stemmerberg-Überschiebung anzusehen.

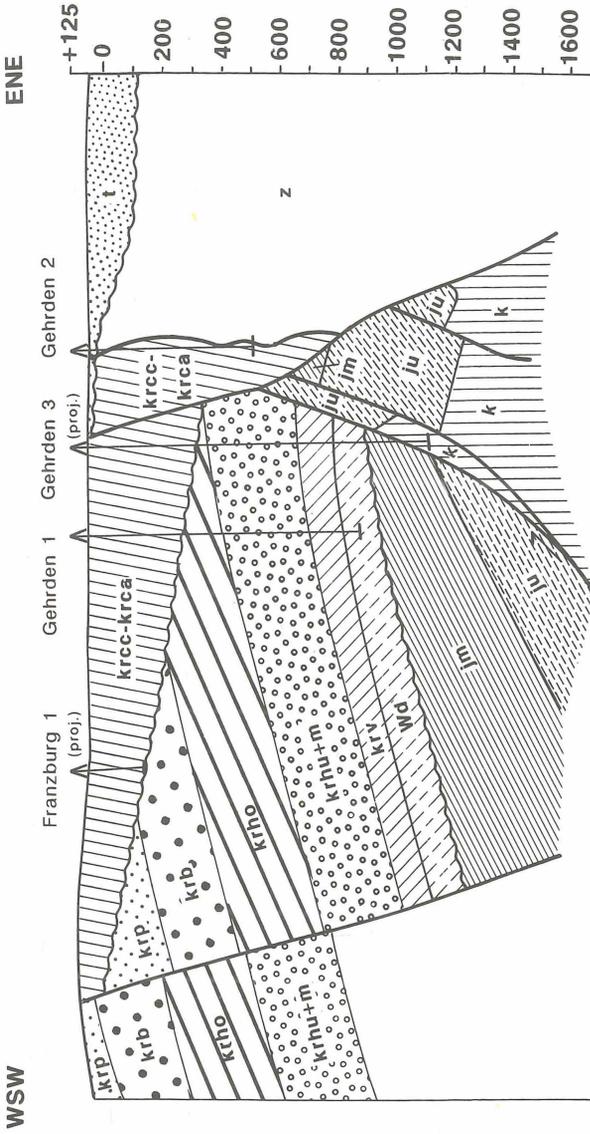
Auf dem Dach des Salzstockes liegt transgressiv glaukonitführender Rupel-Ton, darüber lagern bis 150 m miozäne Sande mit Braunkohlenflözen. Der Salzspiegel ist subhorizontal und liegt bei 140–180 m unter Flur. Auffallend sind die zahlreichen Gipskarst-Dolinen und andere Anzeichen der Subrosion, die z. T. auf den Salinenbetrieb bei Badenstedt zurückzuführen sind, z. T. aber auch durch die Not-Flutung der Grube Ronnenberg mit Wasser aus dem Gipshut entstanden.

Der Innenbau des Salzstockes ist durch die Aufnahmen der Grubengebäude Hansa und Ronnenberg recht gut bekannt. Im Vertikal-Schnitt (Abb. 51) zeigt sich ein sehr intensiver Sattel- und Muldenbau, im Horizontalschnitt werden Kulissenfalten mit senkrecht stehenden Faltenachsen deutlich.

Infolge der tiefgründigen Abtragung ist auch eine strukturgenetische Interpretation im einzelnen unsicher. Zur Zeit des Oberjura und des Wealden befand sich im Bereich der heutigen Struktur ein Salzkissen, auf dem nur geringfügig oder gar nicht sedimentiert wurde. Vor dem transgredierenden Hauterive war auf der tiefen Westflanke zumindest der Dogger wie-

BENTHE

Gehrdener Berg



nach RIEDEL (1940)

Abb. 52: SW-Rand des Salzstockes Benthe

der freigelegt worden. Oberjura findet sich nur bei Ahlem und am Lindener Berg, jedoch nicht weiter südlich. Wann der Durchbruch des Benther Salzstockes erfolgte, ist umstritten, da außer dem Santon/Campan von Gehrden keine Reste oberkretazischer Sedimente mehr vorhanden sind. ROHDE & BERTRAM (1973) datiert den Eintritt in die diapirische Phase auf Coniac/Santon bis Obercampan. Es ist zu vermuten, daß die Diapirbildung in der Oberkreide erfolgte. Dafür spricht außer der Santon-Mächtigkeit im Gehrden Trog das Vorkommen von Santon und Campan im Hannover-Graben („Eilenriede-Graben“), der über dem abwandernden und von NE in den Diapir einströmenden Salz eingebrochen ist. Über die Auswirkungen der Kompression auf den Salzstock während der Inversion im Coniac-Santon ist genaues nicht bekannt. Möglicherweise stammt die Überschiebung an der W- und NW-Flanke sowie die Ausbildung der Sockelhochlage unter dem Salzstock aus dieser Zeit. Die höhere Oberkreide wurde vor der Untereozän-Transgression weitgehend abgetragen, Oligozän und Miozän lagerte sich auf dem freiliegenden Salzstockdach ab.

Im Salzstock waren 2 Kaligruben aufgefahren. Die Grube Hansa mit den Schächten I (1896–1908), Hansa II (1911–1921) und Hansa III (1935–1949) war 1973 erschöpft und wurde in den 80er Jahren mit Sole aus dem Erdgas-Kavernenbau geflutet. Die Grube Ronnenberg mit den Schächten Ronnenberg (1898–1905) und Deutschland (1905–1906) verzeichnete 1975 einen nicht mehr beherrschbaren Wassereintritt und mußte durch Entlastungsbohrungen von Übertage zwangsgeflutet werden. Dabei entstanden über Tage erhebliche Schäden an Gebäuden als Folge des Kollabierens des vor der Flutung wassergefüllten Gipshutes. In beiden Gruben wurden das Flöz Staßfurt in Hartsalzfazies, das Flöz Riedel und Ronnenberg in Sylvinitfazies und höhere Kaliflöße des z3 (Adalbert, Bergmannsseggen), ebenfalls in Sylvinit-Fazies abgebaut.

Im Salzkörper werden von der GHG-Gasspeicher Hannover GmbH drei Erdgas-Kavernenspeicher mit einem gesamten Speichervolumen von 201 Mio m³ und einer maximalen Arbeitsgasspeicherkapazität von 164 Mio m³ betrieben.

Die Salinenbetriebe Georgshall, Neuhall und Egestorfhall sind stillgelegt.

Die oberantonen Trümmereisenerze des Gehrden Berges wurden zwar untersucht, aber nie abgebaut.

SCHÖNDORF 1914, RIEDEL 1940, HAMM 1952, AHLBORN & RICHTER-BERNBURG 1955, DIETZ 1959, BAUER et al. 1972, SIMON 1973, HERRMANN & HOF-RIECHTER 1973, ROHDE & BERTRAM 1973, KOCH 1973, KOCKEL 1984, NlfB 1995

Zur Struktur des Hannover-Grabens wird auf BERTRAM, KEMPER & ROHDE (1971) und andere Aufsätze im Beiheft Nr. 7 der Naturhistorischen Gesellschaft verwiesen.

6 Angeführte Schriften

ACHILLES, H., AHRENDT, H., APEL, C., BRAUCKMANN, F., BETZ, D. et al. (1991): Das Gasfeld Thönse in Niedersachsen – Ein Unikat. – Nieders. Akad. Geowiss, Veröff., 6: 4–139, 85 Abb., 24 Tab., 5 Taf.; Hannover

AHLBORN, O. & RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Exkursion zum Salzstock von Benthe (Hannover) mit Befahrung der Kaliwerke Ronnenberg und Hansa. – Z. dt. geol Ges., 105: 855–865, 5 Abb.; Hannover

ALBRECHT, T. (1916): Die „Steinhuder Meer-Linie“ und ihre Umgebung. – Jber. Nieders. geol. Verein, 9: 1–61, 6 Abb., 4 Taf.; Hannover

BALDSCHUHN, R. (1983): Der tiefere Untergrund. – In: LANG, H. D.: Geologische Karte von Niedersachsen 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 3225, Offen: 50–54, 3 fig.; Hannover

- BALDSCHUHN, R. (1984): Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1:100000, Bl. C 3526, Celle. – unveröff. Bericht BGR, Archiv-Nr. 95716: 72 S., 21 Abb., 46 Anl.; Hannover
- BALDSCHUHN, R. (1985): Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1:100000, Bl. C 3522, Hannover-Nord. – unveröff. Bericht BGR, Archiv-Nr. 97178: 76 S., 14 Abb., 32 Anl.; Hannover
- BALDSCHUHN, R. & KOCKEL, F. (1991): Gebirgsbau. – In: VOSS, H.-H.: Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3321**, Nienburg: 47–57, 4 Abb.; Hannover (NLFb)
- BALDSCHUHN, BEST & KOCKEL (1991): Inversion tectonics in the Northwest German Basin. – In: SPENCER, A. M. (ed.): Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons. Special publication of the European Association of Petroleum Geoscientists, **1**: 149–159, 10 figs.; Oxford
- BALDSCHUHN, R., FRISCH, U. & KOCKEL, F. (1996): Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1:300000, Teil 1–17: 14 Strukturkarten, je 4 Blätter; 2 abgedeckte Karten je 4 Blätter, 140 Regionalschnitte auf 7 Blättern; Hannover (BGR).
- BALDSCHUHN, R. & KOCKEL, F. (1998): Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1:100000, Bl. C 3518 Nienburg. – unveröff. Ber. BGR, Archiv-Nr. 104825: 104 S., 2 Abb., 34 Anl.; Hannover
- BAUER, G. (1979): Salze. – In: VOSS: Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt **3522**, Wunstorf: 69–71; Hannover (NLFb)
- BAUER, G., BORNEMANN, O., ES SAID, M., HERDE, W., MAYRHOFER, H. & RICHTER-BERNBURG, G. (1972): Benthers Salzstock, Deutsche Geologische Gesellschaft, 124. Hauptversammlung, Braunschweig, Exkursion A: 1–30, Abb., Tab.; Braunschweig
- BENTZ, A. (1949): Ergebnisse der erdölgeologischen Erforschung Nordwestdeutschlands 1932–1947. Ein Überblick. – In: BENTZ (Hrsg.): Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland: 7–18, 7 Abb., 2 Taf.; Hannover-Celle
- BERTRAM, H., KEMPER, E. & ROHDE, P. (1971): Eine neue Karte des mesozoischen Untergrundes im östlichen Stadtgebiet von Hannover. – Beih. Ber. naturhist. Ges., **7** (Eilenriede-Festschrift): 13–26, 1 Abb., 1 Kt.; Hannover
- BETTENSTAEDT, F. (1949): Paläogeographie des nordwestdeutschen Tertiär mit besonderer Berücksichtigung der Mikropaläontologie. – In: BENTZ (ed.): Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland: 143–172, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover
- BETTENSTAEDT, F. & DIETZ, C. (1957): Tektonische und erdölgeologische Untersuchungen im Raum Lehrte östlich Hannover. – Geol. Jb., **74**: 463–522, 8 Abb., 1 Tab.; Hannover
- BEUTLER, G., HEUNISCH, C., LUPPOLD, F. W., RETTIG, B. & RÖHLING, H.-G. (1996): Muschelkalk, Keuper und Lias am Mittellandkanal bei Sehnde (Niedersachsen) und die regionale Stellung des Keuper. – Geol. Jb., **A 145**: 67–197, 25 Abb., 11 Tab., 16 Taf.; Hannover
- BINOT, F., GERLING, P., HILTMANN, W., KOCKEL, F. & WEHNER, H. (1993): The Petroleum System in the Lower Saxony Basin. – In: SPENCER (ed.): Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons. Special publ. European Ass. Petrol. Geoscientist, **3**: 121–139, 14 figs., 1 tab.; Berlin, Heidelberg (Springer)
- BOIGK, H. (1968): Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tektogens. – Geol. Jb., **85**: 861–900, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover
- BOIGK, H. (1981): Erdöl und Erdölgas in der Bundesrepublik Deutschland. – : 330 S., 109 Abb., 51 Tab.; Stuttgart (Enke)

- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (1975): Karte der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes in der Bundesrepublik Deutschland 1:500000. – BGR; Hannover
- CLOSS, H. & SCHOTT, W. (1949): Erläuterungen zum Großblatt 61, Hannover-Celle-Peine. – In: BENTZ (ed.): Erläuterungen zur geotektonischen Karte von Nordwestdeutschland 1:100000: 129–146; Hannover-Celle
- DAHMS (1913): Die Schlagwetterexplosion im Schacht des Kaliwerkes Adolfsgrück bei Lindwedel. – Z. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen, **61**: 357–363; Berlin
- DEECKE, H. & KUBELLA, K. (1956): Ölfeld Wietze. – Symposium sobre yacimientos de petroleo y gas, 20. Congr. geol. intern., **5**: 71–84; Mexico
- DIENEMANN, W. & FRICKE, K. (1961): Mineral- und Heilwässer, Peloide und Heilbäder in Niedersachsen und seinen Nachbargebieten. – Geologie und Lagerstätten Niedersachsens, **5,5**: 1–476, 52 Abb., 24 Tab.; Göttingen-Hannover
- DIETZ, C. (1957): Der geologische Bau der Kronsberg-Mulde zwischen Hannover und Lehrte. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 559–560, 1 Abb.; Hannover
- DIETZ, C. HILTERMANN, H. & SCHMID, F. (1957): Exkursion in die Kreide- und Tertiäraufschlüsse der Kronsberg-Mulde östlich Hannover. – Z. dt. geol. Ges., **109**: 332–335; Hannover
- DIETZ, C. & KAYSER, K. (1961): Geologie. In: Der Landkreis Burgdorf: 19–36, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover (Niedersächsisches Verwaltungsdamt)
- DULCE, G., HARMS, F., KATSCHOREK, T. & KOCKEL, F. (1993): Paläogeographie und syndementäre Tektonik im Oberjura des Niedersachsenbeckens. –, Abschlußbericht DFG-Projekt Ko 499/2–1. – Unveröff. Bericht BGR, Archiv-Nr. 110812: 112 S., 47 Anl.; Hannover
- ERNST, G. (1963): Zur Feinstratigraphie und Biostratonomie des Obersanton und Campan von Misburg und Höver bei Hannover. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **32**: 128–147, 4 Abb., 1 Tab.; Hamburg
- ERNST, G. (1968): Die Oberkreide-Aufschlüsse im Raume Braunschweig-Hannover und ihre stratigraphische Gliederung mit Echinodermen und Belemniten. – 1. Teil: die jüngere Oberkreide (Santon-Maastricht). – Beih. Ber. naturhist. Ges. Hannover, **5**: 235–284, 7 Abb., 1 Tab.; Hannover
- FALKE, H. (1944): Der Wealden-Steinkohlenbergbau in Niedersachsen. – Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Nieders. N.F., **23**: 130 S, 43 Abb., 14 Taf.; Oldenburg
- FORCHE, F. (1949): Der Neustadt-Engelbosteler Sattel. – In: BENTZ (ed.): Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland: 91–95, 4 Abb.; Hannover-Celle
- FULDA, E. (1938): Die Salzlagerstätten Deutschlands. – 1–140, 52 Abb., 35 Tab.; Berlin (Boroträger)
- GEDENK, R. (1966): Evidence of dual hydrocarbon migration and its general meaning (an example from the Hardesse oil field, Gifhorn Trough, Germany). – Advances in organ. geochem., Proc. intern. meeting Rueil Malmaison, 1964: 243–257; Oxford (Pergamon)
- GEWERKSCHAFT BRIGITTA (1963): Steimbke Oil Field. – In: Excursion Guide-book **I**, 6th World Petrol. Congr., Frankfurt 1963: 89–91; Hannover
- GRAMANN (1979): Tertiär. – In: JORDAN, H.: Geologische Karte von Niedersachsen 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3521**, Rehburg: 32–33; Hannover
- GRAMANN (1982): Tertiär. – In: VOSS, H.-H.: Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3421**, Husum: 39–41; Hannover
- GRAMANN, F., HEUNISCH, C., KLASSEN, H., KOCKEL, F., DULCE, G., HARMS, F.-J., KATSCHOREK, T., MÖNNING, E., SCHUDACK, M., SCHUDACK, U., THIES, D.,

- WEISS, M. & HINZE, C. (1997): Das Niedersächsische Oberjurabecken – Ergebnis interdisziplinärer Zusammenarbeit. – Z. dt. geol. Ges., **148/2**: 165–236, 18 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Stuttgart
- GRUPE, O. (1926): Die Einzelphasen der saxonischen Gebirgsbildung am Deister. – Jb. Preuß. geol. L.-A., **47/1** (Beyschlag-Bd.): 357–382, 7 Abb., 1 Taf.; Berlin
- HAMM, F. (1952): Erdgeschichtliches Geschehen rund um Hannover. – 1–124, 54 Abb.; Hannover (Goedel)
- HARK, U. (1961): Die westdeutsche Erdöl- und Erdgasexploration im Jahre 1960. – Erdöl u. Kohle, **14**: 245–259, 2 Abb., 2 Taf.; Hamburg
- HECHT, F. (1938): Standardgliederung der NW-deutschen Unterkreide nach Foraminiferen. – Abh. Senckenberg. naturforsch. Ges., **443**: 1–42, 1 Abb., 4 Tab., 24 Taf.; Frankfurt
- HEERMANN, O. (1949): Der tektonische Nordrand des Hannoverschen Beckens. – Beiträge neuerer, insbesondere reflexionsseismischer Untersuchungen zur Kenntnis der Beckenstrukturen und Schwellengrenzen im Salzstockgebiet. – In: BENTZ (ed.): Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland: 56–68, 6 Abb.; Hannover-Celle
- HEERMANN, O. (1956): Das Niedersächsische Becken zwischen Ems und Weser. – Symposium sobre yacimientos de petroleo y gas, 20. congr. geol. intern., **5**: 91–95; Mexico
- HEIDORN, W. (1926): Stratigraphie und Tektonik des Hope-Lindwedeler Zechsteinsalzstockes. – Jb. Nieders. Geol. Ver., **19**: 8–42, 1 Abb., 2 Taf.; Hannover
- HERRMANN, A. & HOFRICHTER, E. (1973): Subrosion, Bodensenkungen und Erdfälle an Salzstöcken NW-Deutschlands am Beispiel des Salzstockes Benthe bei Hannover. – Proc. Sympos. Intern. Assoc. Engineering Geology (Erdfälle und Bodensenkungen), T **1F**; Hannover-Essen
- HOFMEISTER (1979): Steinkohle. – In: JORDAN, H.: Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt **3521**, Rehburg: 82–85; Hannover
- HOLLMANN, G., KLUG, B., SCHMITZ, J. STAHL, E. & WELLENS, M. (1998): Schneeren-Husum – zur Geologie einer Erdgaslagerstätte im Nordwestdeutschen Oberkarbon. – Nds. Akad. Geowiss. Veröff. **13**: 33–43, 7 Abb.; Hannover
- HOYER (1965): Fazies, Paläogeographie und Tektonik des Malm im Deister, Osterwald und Süntel. – Beih. geol. Jb., **61**: 249 S., 16 Abb., 3 Tab., 11 Taf.; Hannover
- JÄGER, W. (1952): Der geologische Werdegang des Salzstockes Wietze-Hambühren. – Beih. Geol. Jb., **6**: 1–104, 41 Abb., 5 Tab.; Hannover
- JARITZ, W. (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands. – Geol. Jb., **A 10**: 1–77, 3 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover
- JARITZ, W. (1983): Eignung von Salzstöcken in Niedersachsen zur Endlagerung radioaktiver Abfallstoffe. – Unveröff. Bericht BGR, Archiv-Nr. 94770: 20 S., 1 Anhang, 1 Anl.; Hannover
- JOHANNSEN, H. M. (1966): Der Salzstock Ödesse – Entstehungsgeschichte und Erdölfelder. – Erdöl u. Kohle, **19,3**: 165–170, 10 Abb.; Hamburg
- JORDAN, H. & KOCKEL, F. (1991): Die Leinetal-Struktur und ihr Umfeld – ein tektonisches Konzept für Südniedersachsen. – Geol. Jb. **A 126**: 171–196, 11 fig., 1 table, 1 plate; Hannover
- JORDAN, R. (1959): Die Ziegeleitongrube westlich Wätzum, Blatt Sarstedt, an der Ostflanke des Salzstockes von Sarstedt-Lehrte (Dogger, Wealden, marine Unterkreide). – Ber. Naturhist. Ges., **104**: 1–24, 4 Abb.; Hannover
- KARRENBERG (1934): Bericht über geologische Arbeiten am Rehburger Sattel. – Unveröff. Bericht NLFb, Archiv-Nr. 83021: 1–12, Anhang, 5 Taf.; Berlin

- KEHRER, W. & SCHAD, A. (1949): Das Erdölfeld Fuhrberg. – In: BENTZ (ed.): Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland: 251–257, 4 Abb., 3 Tab.; Hannover-Celle
- KOCH, E. (1953): Die strukturelle Entwicklung der Nordwest- und Nordflanke des Salzstockes Wathlingen (Ölfeld Nienhagen). – Geol. Jb., **68**: 271–318, 30 Abb.; Hannover
- KOCH, W. (1973): Foraminiferen aus dem Santon der Gehrdenener Berge. – Ber. naturhist. Ges. Hannover, **117**: 195–214, 2 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Hannover
- KOCKEL, F. (1983): Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1:100000, Bl. C 3926 Braunschweig, – Unveröff. Ber. BGR, Arch.-Nr. 97216: 1–75, 35 Abb., 35 Anl.; Hannover
- KOCKEL, F. (1983): Gebirgsbau. – In: LÜTTIG, G. & ROHDE, P.: Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt **3724**, Pattensen: 109–116, 2 Abb.; Hannover (NLfB)
- KOCKEL, F. (1984) Der Bau der Stockwerke. – In: LEPPER: Geologische Karte von Niedersachsen 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt Nr. **3725**, Sarstedt:119–129, 4 Abb.; Hannover
- KOCKEL, F. (1984): Geotektonischer Atlas von Nordwestdeutschland 1:100000, Bl. C 3918, Minden. – Unveröff. Bericht BGR, Archiv-Nr. 96262: 1–29, 10 Abb., 2 Tab., 17 Anl.; Hannover
- KOCKEL, F. (1984): Der strukturelle Bau des Hildesheimer Waldes. Eine Neuinterpretation geologischer und geophysikalischer Befunde. – Geol. Jb., **A 75**: 489–499, 8 Abb., 1 Taf.; Hannover
- KOCKEL, F. (1984): Geotektonischer Atlas von Nordwestdeutschland 1:100000, Bl. C 3922, Hannover. – Unveröff. Bericht BGR, Archiv-Nr. 97505: 1–34, 32 Anl.; Hannover
- KOLBE, H. (1962): Die Eisenerzkolke im Neokom-Eisenerzgebiet Salzgitter. Beispiele zur Bedeutung syndesimentärer Tektonik für die Lagerstättenbildung. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 31 S., 276–308, 16 Abb., Hamburg
- KOSMAHL, W. (1979): Salz. – In JORDAN, H.: Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt **3521**, Rehburg. –: 80–82; Hannover (NLfB)
- KOSMAHL (1982): Zechstein. – In: VO, H.-H. Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **2421**, Husum: 17–26, 1 Tab.; Hannover
- KRAEMER, F. (1959): Bericht über eine Spezialaufnahme des Buntsandsteins im Bereich des westlichen Hildesheimer Waldes. – Unveröff. Bericht NLfB, Archiv-Nr. 9280: 41 S., 7 Abb., 1 Taf., 1 Tab., 1 Anl.; Hannover
- KRAISS, A. (1916): Geologische Untersuchungen über das Erdölgebiet von Wietze. – Arch. Lagerstättenforsch., **23**; ; Berlin
- KUSTER (1988): Bericht über 3 Forschungsbohrungen im Bereich des Schessinghausener Grabens bei Nienburg/Weser. – Unveröff. Bericht NLfB, Archiv-Nr. 102 975: 1–15, 15 Anl.; Hannover
- LOOK, R. (1984): Geologie und Bergbau im Braunschweiger Land (nördliches Harzvorland, Asse, Elm, Lappwald, Peine-Salzgitter, Allertal) – Dokumentation zu einer Wanderkarte 1:100000. – Geol. Jb., **A 78**: 1–467, 143 Abb., 17 Tab., 1 Kt.; Hannover
- MALZAHN, E. (1964): Ölfeld Ölme. – In: Kreisbeschreibung Landkreis Hildesheim-Marienburger, **21**: 45; Bremen-Horn
- MALZAHN, E. (1973): Erdöl und Erdgas. – In: LANG: Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt **3323**, Schwarmstedt: 62–66; Hannover (NLfB)
- MARTINI, H.-J. (1955): Salzsättel und Deckgebirge. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 823–836, 3 Abb.; Hannover

- MAYER-GÜR, A. (1956): Erdölfeld Suderbruch. – Sympos. sobre yacimientos petroleo y gas, 20 congr. geol. intern., **5**: 85–89, 2 Abb., 1 Tab.; Mexico
- MÜLLER-DEILE (1964): Der prä-quartäre Untergrund von Celle. – Ber. Naturhist. Ges., **108**: 5–14, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover
- NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG – GGA (1995): Erdöl und Erdgas in der Bundesrepublik Deutschland 1994: 1–49, 28 Tab., 34 Anl.; Hannover (NLF-B-GGA)
- NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG – GGA (1996): Erdöl und Erdgas in der Bundesrepublik Deutschland 1995: 1–51, 28 Tab., 37 Anl.; Hannover (NLF-B-GGA)
- PLAUMANN, S. (1983): Die Schwerekarte 1:500000 der Bundesrepublik Deutschland (Bouguer-Anomalien), Blatt Nord. – Geol. Jb., **E 27**: 1–16, 4 Abb., 1 Taf.; Hannover
- PORTH (1964): Die Erdöl- und Erdgasexploration in der Bundesrepublik Deutschland im Jahre 1964. – Erdöl u. Kohle, **18**: 341–349, 7 Taf., 4 Abb.; Hamburg
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechstein. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 843–854, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover
- RIEDEL, L. (1940): Der Südteil des Salzstockes von Benthe-Gehrden, ein Beitrag zur Kenntnis des Aufsteigens hannoverscher Salzstöcke. – Öl u. Kohle, **36**: 27–33, 2 Abb.; Berlin
- RÖDIGER (1960): Tektonik und Ölführung des südöstlichen Teils der Steinhuder Meerlinie. – Erdöl u. Kohle, **13**, 9: 622–628, 3 Abb.; Hamburg
- ROHDE, P. & BERTRAM, H. (1973): Geologische Strukturen im nördlichen Vorland des Deister. – Ber. Naturhist. Ges., **117**: 3–27; Hannover
- ROLL, A. (1971): Der Salzstock von Mölme und seine Umgebung. – Beih. Geol. Jb., **117**: 1–109, 65 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Hannover
- RÜHL (1951): Haftwasser, Randwasserdruck, Verwässerung und Entölungsgrad. Mit Beispielen aus deutschen Erdölfeldern. – Erdöl u. Kohle, **4**: 470–478; Hamburg
- SCHACHL (1987): Kali- und Steinsalzbergwerk Niedersachsen-Riedel der Kali und Salz AG, Schachanlage Riedel. – Zechsteinstratigraphie und Innenbau des Salzstockes von Wathlingen-Hänigsen. – In: KULICK & PAUL (eds.) Intern. Symposium Zechstein 1987, Exkursionsführer **I**, Exkursion G: 69–100, 18 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden
- SCHLÜTER, H. (1949): Das Ölfeld Steimbke-Rodewald und die Struktur Anderten-Lichtenhorst. – In: BENTZ (ed.): Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland: 230–241, 17 Abb.; Hannover-Celle
- SCHÖNDORF, F. (1914): Die Weißjura-Aufschlüsse von Völksen am Deister. – Jb. nieders. geol. Ver., **7**: 125–144, 2 Taf., 1 Kt.; Hannover
- SCHÖNFELD, M. (1979): Stratigraphische, fazielle, paläogeographische und tektonische Untersuchungen am Oberen Malm des Deisters, Osterwaldes und Süntels (NW-Deutschland). – Clausthaler geol. Abh., **35**: 270 S., 15 Abb., 6 Tab., 7 Taf.; Clausthal-Zellerfeld
- SCHOTT, W. (1956): Das Niedersächsische Becken östlich der Weser. – Symposium sobre yacimientos de petroleo y gas, 20. congr. geol. intern., **5**: 59–64; Mexico
- SCHOTT, W., JARITZ, W., KOCKEL, F., SAMES, C. W., STACKELBERG, v. U., STETS, J. & STOPPEL, D. (1969): Paläogeographischer Atlas der Unterkreide NW-Deutschlands – Atlas und Erläuterungen. – 315 S., 18 Abb., 306 Kt., 1 Tab.; Hannover (BfB)
- SIMON, P. (1973): Die Eisenerze in der Kreide der Gehrdenen Berge. – Ber. naturhist. Ges. Hannover, **117**: 225–234, 1 Abb.; Hannover
- STILLE, H. (1905): Über Strandverschiebungen im Hannoverschen Oberen Jura. – Mb. dt. geol. Ges.: 272–275; Berlin

- STILLE, H. (1913): Die kimmerische (vorcretacische) Phase der saxonischen Faltung des deutschen Bodens. - Geol. Rdsch., **4**: 362-383, 1 Abb.; Leipzig-Berlin
- STOLLER, J. (1927): Das Erdölgebiet Hänigsen-Obershagen-Nienhagen in der südlichen Lüneburger Heide. - Archiv f. Lagerstättenforsch., **36**: 1-97, 7 Taf.; Berlin
- STROBEL, E. (1953): Zur Geologie der Struktur Altencelle-Oppershausen. - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **97**: 130-148, 5 Abb.; Stuttgart
- STROBEL, E. (1956): Das Erdölgebiet Nienhagen-Hänigsen. - Symposium sobre yacimientos de petroleo y gas, 20 congr. intern., **5**: 65-70, 2 Abb., 1 Tab.; Mexico
- TACHILZIK, (1963): Die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse am Salzstock von Eicklingen - Wienhausen. - Unveröff. Diss. Univ. Münster: 1-92, 28 Anl.; Münster
- TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. (1950): Das Inkohlungs bild des Niedersächsischen Wealdenbeckens. - Z. dt. geol. Ges., **100**: 498-517; Hannover
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & BARTENSTEIN, H. (1979): Inkohlung und Erdgas in Nordwestdeutschland. Eine Inkohlungskarte der Oberfläche des Oberkarbons. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **27**: 137-170, 2 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Krefeld
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & BARTENSTEIN, H. (1984): Inkohlung und Erdgas - eine neue Inkohlungskarte der Karbon-Oberfläche in Nordwestdeutschland. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 11 - 34, 3 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld
- v. STRUENSEE, G. (1981): Zechstein, Trias-Salinar, Residualgebirge, Salz. - In: LANG: Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3324**, Lindwedel: 10-20, 38-39, 85-89, 1 Tab.; Hannover
- v. STRUENSEE, G. (1984): Das Salinarstockwerk des Zechstein. - In: LEPPER: Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000. Erläuterungen zu Blatt Nr. **3725**, Sarstedt: 114-120, 2 Abb.; Hannover
- WALDECK, H. (1957): Der Bildungsraum der Oberkreide-Erze von Peine und seine tektonische Anlage. - Z. dt. geol. Ges., **109**: 41-48, 1 Abb.; Hannover
- WEBER, H. (1949): Zur Geologie der Erdölfelder Wietze und Thören. - In. BENTZ (ed.): Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland: 222-229, 4 Abb.; Hannover-Celle

Erläuterungen zur GK 25, geordnet nach Blattnummern

- LÜTTIG, G. & MEYER, K.-D. (1980): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3320** Liebenau. - 118 S., 9 Abb., 12 Tab., 7 Kt.; Hannover
- VOSS, H. H. (1991): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3321**, Nienburg: 1-104, 11 Abb., 4 Tab., 7 Kt.; Hannover
- LANG, H. D. (1990): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3322**, Steimbke: 1-131, 9 Abb., 9 Tab., 7 Kt. 1 Taf.; Hannover (NLFb)
- LANG, H. D. (1973): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3323**, Schwarmstedt -: 1-78, 12 Abb., 13 Tab., 1 Kt.; Hannover (NLFb)
- LANG, H. D. (1981): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3324**, Lindwedel: 1-127, 8 Abb., 6 Tab., 8 Kt.; Hannover (NLFb)
- HARBORT, E., SEIDEL, E. & STOLLER, J. (1916): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3325** Winsen a. d. Aller. -: 1-82, 1 Kt. 8 Fig.; Berlin
- HARBORT, E. (1916): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3326**, Celle. -: 1-66, 1 Kt., 4 Fig.; Berlin
- HARBORT, E. (1916): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3327**, Beedenbostel (Lachendorf). -: 1-70, 1 Kt., 1 Fig.; Berlin

- VOSS, H. H. (1982): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3421**, Husum. –: 1–130, 13 Abb., 8 Tab., 8 Kt.; Hannover
- JORDAN, H. (1980): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt **3422**, Neustadt a. R. –: 1–88, 14 Abb., 4 Tab., 4 Kt.; Hannover
- ROHDE, P. (1974): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3423**, Otternhagen. –: 1–56, 6 Abb., 8 Tab., 1 Kt.; Hannover
- LANG, H. D. (1967): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3424**, Mellendorf. –: 1–126, 23 Abb., 13 Tab., 3 Taf., 1 Kt.; Hannover
- HARBORT, E. (1916): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3425**, Fuhrberg. –: 1–58, 1 Kt.; Berlin
- HARBORT, E., STOLLER, J. & SEIDEL, E. (1917): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3426**, Wathlingen. –: 1–102, 4 Abb., 2 Taf., 1 Kt.; Berlin
- ROHDE, P. (1992): Geologische Karte von Niedersachsen 1: 25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3520** Loccum. – 144 S., 28 Abb., 21 Tab., 8 Kt.; Hannover
- JORDAN, H. (1979): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt **3521**, Rehbürg. –: 1–134, 14 Abb., 8 Tab., 1 Taf., 7 Kt.; Hannover
- VOSS, H. H. (1979): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3522**, Wunstorf. –: 1–102, 14 Abb., 8 Tab., 6 Kt.; Hannover
- ROHDE, P. (1978): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3523**, Garbsen. –: 1–135, 18 Abb., 8 Tab., 7 Kt.; Hannover (NLfB)
- LANG, H. D. (1962): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt **3524**, Hannover N. (Isernhagen) –: 1–130, 1 Kt., 5 Falttaf., 24 Abb., 6 Tab.; Hannover
- JORDAN, H. (1975): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt **3525**, Großburgwedel. –: 1–93, 16 Abb., 13 Tab., 4 Taf., 1 Kt.; Hannover
- STOLLER, J. & FULDA, E. (1921): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3526**, Burgdorf. –: 1–74, 6 Abb.; Berlin
- STOLLER, J. (1920): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3527**, Uetze. –: 1–55; Berlin
- GRUPE, O. & STACH, E. (1933): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3621**, Stadthagen. –: 1–49; Berlin
- GRUPE, O. (1927): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3622**, Rodenberg (Barsinghausen). –: 1–49, 1 Kt.; Berlin
- EBERT, A. & GRUPE, O. (1928): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3623**, Gehrden. –: 1–77; Berlin
- DIETZ, C. (1959): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt **3624**, Hannover. –: 1–177, 13 Abb., 5 Tab., 3 Taf.; Hannover
- DIETZ, C. (1973): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt **3625**, Lehrte. –: 1–83, 7 Abb., 7 Tab., 2 Taf., 1 Kt., 1 Ergänzungsband; Hannover
- VINKEN, R. (1977): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3626**, Hämelerwald. –: 1–142, 3 Abb., 12 Tab., 4 Taf., 1 Kt.; Hannover
- STOLLER, J., FULDA, E. & GÖRZ, G. (1931): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3627**, Peine (2. Aufl.). –: 1–100, 5 Abb.; Berlin
- GRUPE, O. (1933): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3721**, Kathrinhagen (Auetal). –: 1–56, 2 Taf.; Berlin

- GRUPE, O. & EBERT, A. (1927): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3722**, Lauenau. –: 1–47, 1 Beil.; Berlin
- GRUPE, O. & EBERT, A. (1927): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3723**, Springe. –: 1–55, 2 Abb., 1 Kt; Berlin
- LÜTTIG, G. & ROHDE, P. (1983): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3724**, Pattensen. –: 1–192, 43 Abb., 31 Tab., 2 Taf., 8 Kt.; Hannover (NLfB)
- LEPPER, J. (1984): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3725**, Sarstedt. –: 1–177, 24 Abb., 13 Tab., 4 Kt.; Hannover (NLfB)
- MENGELING, H. & VINKEN, R. (1973): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3726**, Hohenhameln. –: 1–104, 5 Abb., 8 Tab., 2 Kt.; Hannover
- WOLDSTEDT, P. (1932): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3727**, Gr. Ilsede. –: 1–55; Berlin
- NAUMANN, E. (1927): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3821**, Hess. Oldendorf. –: 1–43; Berlin
- NAUMANN, E. & BURRE, E. (1927): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3822**, Hameln. –: 1–74; Berlin
- NAUMANN, E. (1927): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3823**, Eldagsen (Coppenbrügge). –: 1–57; Berlin
- HOFFMANN, A. (1927): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3824**, Elze. –: 1–44; Berlin
- DAHLGRÜN, F. & GRUPE, O. (1930): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3825**, Hildesheim (2. Aufl.) . –: 1–72, 3 Abb.; Berlin
- VINKEN, R. (1971): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3826**, Dingelbe (Schellerten). –: 1–225, 31 Abb., 23 Tab., 1 Taf.; Hannover
- WOLDSTEDT, P., DAHLGRÜN, F. & SCHMIERER, Th. (1933): Geologische Karte von Preußen etc. 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Nr. **3827**, Lesse (Lebenstedt). –: 1–48, 3 Abb.; Berlin

Manuskript eingegangen: 3. 8. 1998

Anschrift der Autoren: R. Baldschuh
Ernst-Pflüger-Str. 7
30938 Burgwedel-Wettmar

Dr. F. Kockel
Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Stilleweg 2
30655 Hannover