©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Osnabrücker naturwiss. Mitt.	8	S. 19–62	23. Abb., 3 Tab.	Osnabrück, Juli 1981

Zur Geologie und Tektonik des Hüggel- und Silberberg-Gebietes bei Osnabrück (West-Niedersachsen)

mit 23 Abbildungen und 3 Tabellen

Franz-Jürgen Harms*

Kurzfassung: Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, neben einer Gliederung der Zechstein-Serien im Bereich des Hüggels die Genese der allochthonen Schollen (Silberberg-Großheide-Scholle und Heidberg-Jägerberg-Scholle) in seinem südlichen Vorland zu diskutieren.
Die Zechstein-Gesteine liegen in dolomitischer Randfazies vor, die eine genauere Untergliederung z. Zt. nur bedingt zuläßt. Vermutlich sind während des Werra- und Staßfurt-Zyklus Sulfate (A 1 – A 2) ausgefällt worden, die eine mächtige Anhydrit-Gesteinseinschaltung innerhalb der Zechstein-Serien bildeten. Hinweise auf nennenswerte salinare Bildungen im Bereich des Hüggels gibt es nicht.
Die bislang für die Genese der allochthonen Schollen im südlichen Hüggel-Vorland erarbeiteten Modelle (NIENHAUS 1953; LOTZE 1953; KELLER 1974) können nicht bestätigt werden. Stattdessen wird versucht, die Bildung der Schollen durch Schub- oder Gleitdeckentektonik zu erklären. Es wird angenommen, daß die Silberberg-Großheide-Scholle aus dem Dachbereich des Hüggel-Horstes stammt.
Schubdecken-Modell: Die Heidberg-Jägerberg-Scholle und Kreide-Gesteine in Dolinen nördlich des Hüggels sind Reste einer Schubdecke, die von N kommend beim Übergleiten des Hüggel-Horstes dessen Dach (Silberberg-Großheide-Scholle) in das südliche Hüggel-Vorland schob.
Gleitdecken-Modell: Während der Hebung des Hüggel-Horstes kam es an übersteilten Hängen zum gravitativen Abgleiten der beiden Schollen in das südliche Hüggel-Vorland.

Inhaltsverzeichnis

1. Einführung 20
2. Problemstellung 21
3. Zechstein-Gesteine am Hüggel und Silberberg 22
3.1. Unterer Zechstein 23
3.1.1. Zechstein-Konglomerat 23
3.1.1.1. Basiskonglomerat 24
3.1.1.2. „Mutterflöz"-Kalkbank 24
3.1.2. Kupferschiefer 24
3.1.3. Zechsteinkalk 25
3.1.3.1. Stinkkalk 25
3.1.3.2. Zuschlagkalk 25
3.2. Mittlerer und Oberer Zechstein 28
3.2.1. Anhydritzone 31

* Diplom-Geologe Franz-Jürgen Harms, Erwinstraße 1, 3000 Hannover 1

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

3.2.2. Plattiger Dolomit 31
3.2.3. Massiger Dolomit 32
3.2.4. Kavernöser Kalk 33
3.2.5. Salzablagerungen 34
3.2.6. Großbrekzienbildung 34
4. Erzführung 36
4.1. Geschichtlicher Überblick 36
4.2. Eisenerz 36
4.3. Schwerspat und sulfidische Erze 37
5. Kreidezeitliche Gesteine in Dolinen nördlich des Hüggels 38
6. Geologisch-tektonische Baueinheiten 40
6.1. Hüggel-Horst 40
6.2. Randstaffel südlich des Hüggel-Horstes 40
6.3. Jura-Vorland 43
6.4. Allochthone Schollen im südlichen Hüggel-Vorland 43
6.4.1. Ältere Untersuchungen und ihre Ergebnisse 43
6.4.2. Silberberg-Großheide-Scholle 46
6.4.3. Heidberg-Jägerberg-Scholle 50
7. Neue Vorstellungen zur Genese der allochthonen Schollen im südlichen Hüggel-Vorland 55
7.1. Schubdecken-Modell 56
7.2. Gleitdecken-Modell 56
8. Alter und Abfolge der tektonischen Prozesse 57
9. Liste der angeführten Aufschlüsse 58
Schriftenverzeichnis 60

1. Einführung

Das Arbeitsgebiet ist der 8 km südwestlich von Osnabrück gelegene markante Bergrücken des Hüggels und sein südliches Vorland. Der Hüggel i.W.S. wird von W nach E durch den Roten Berg (108,0 mNN), Heidhorn Berg (180,2 mNN), Hüggel i.e.S. (227,5 mNN) und den Domprobst-Sundern (156,6 mNN) gebildet. An ihm treten Ablagerungen der Oberkarbon-Zeit zutage, die in nördlicher Richtung von Serien der Zechstein- und Buntsandstein-Zeit überlagert werden. Diese Gesteine sind gegenüber den in der Umgebung anstehenden Schichten stark hervorgehoben und bauen den Hüggel-Horst (Abb. 1 u. 23b) auf. Im S ist ihm als Randstaffel eine bis zu 200 m breite Zone aus Zechstein- und Trias-Gesteinen vorgelagert.
Im südlichen Hüggel-Vorland stehen im Sunderbach- und Goldbachtal Jura-Serien an. Sie umschließen den Heidberg (165,1 mNN) und den Jägerberg (176,0 mNN), die von Unterkreide-Schichten der „Heidberg-Jägerberg-Scholle" (= H-J-S) gebildet werden, und den Silberberg (179,8 mNN), den Bükersberg (152,6 mNN) und die Hochfläche um die Ortschaft Großheide. Hier stehen Gesteine der Zechstein- und Buntsandstein-Zeit an und bilden die „Silberberg-Großheide-Scholle" (= S-G-S).

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

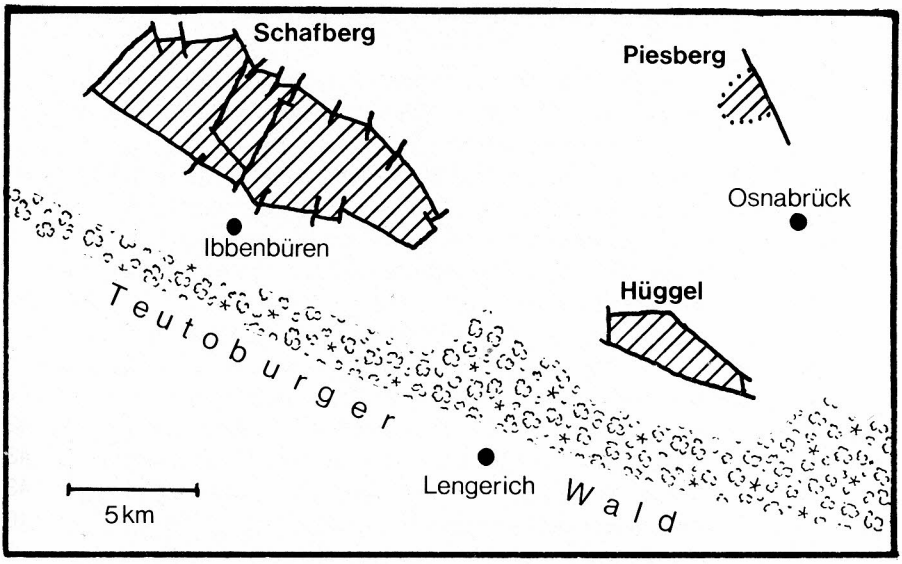


Abb. 1: Lage der drei Karbon-Horste (schraffiert) im Osnabrücker Bergland. Arbeitsgebiet ist der Hüggel und sein südliches Vorland.

2. Problemstellung

Schon HAACK (1935a) erkannte, daß die unterkreidezeitlichen Ablagerungen der Heidberg-Jägerberg-Scholle Reste einer Abscherdecke bilden. NIENHAUS (1953) kam aufgrund tektonischer Untersuchungen zu der Annahme, daß die Gesteine der Silberberg-Großheide-Scholle eine „autochtone Klippe" darstellen, also eine an Ort und Stelle emporgepreßte und von Störungen allseitig umgrenzte Scholle, die flach auf jurazeitlichen Serien auflagert. LOTZE (1953) konnte die Richtigkeit dieser Annahme durch die Bohrungen Hüggel II und III belegen, die beide in geringer Teufe unter Zechstein-Karbonaten Gesteine der Jura-Zeit antrafen. Als wesentlich für die Entstehung dieser Überschiebung wurde von LOTZE (1953) die Anwesenheit von Zechstein-Salinar angesehen. Auf diese Vermutung stützte sich später auch KELLER (1974).
Ziel der vorliegenden Untersuchung war es, außer einer Bearbeitung der Zechstein-Gesteine hinsichtlich ihrer Stratigraphie und möglichen Salzführung die Genese der Heidberg-Jägerberg-Scholle und der Silberberg-Großheide-Scholle zu klären.

Die Untersuchungen wurden in den Jahren 1977–79 im Rahmen einer Diplomarbeit (einschließlich selbst. geol. Kartierung) an der Universität Hannover durchgeführt (HARMS 1979). Diese Abhandlung ist die ausschnittweise, bezüglich der Zechstein-Stratigraphie erweiterte Veröffentlichung dieser Arbeiten. Für die Aufgabenstellung und Betreuung habe ich Herrn Dr. J. P. GROETZNER (Inst. Geol.-Paläontol. Univ. Hannover) – stellvertretend für alle – ganz herzlich zu danken.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

3. Zechstein-Gesteine am Hüggel und Silberberg

Ablagerungen der Zechstein-Zeit treten an vielen Stellen des Hüggels und Silberberges zutage. Sie sind in den ehemaligen Eisenerz-Tagebauen am Nordhang des Hüggels und im **4**[1] Steinbruch am Silberberg gut aufgeschlossen.
Im Bereich des Hüggels überlagern die Zechstein-Serien unter Ausfall von Stefan- und Rotliegend-Ablagerungen Gesteine der Westfal D-Zeit mehr oder weniger konkordant. Geringe Winkeldiskordanzen, wie sie in Aufschlüssen am Heidhorn Berg (**12** u. **20**) zu beobachten sind, sind zumindest teilweise auf Schrägschüttungserscheinungen innerhalb der Karbon-Schichten zurückzuführen.
Während der Zechstein-Zeit lag das Arbeitsgebiet an der S-Küste des „Germanischen Beckens". Diese unmittelbare Landnähe zeigt sich in einer vom Hauptbecken abweichenden chemischen Sedimentation. Die Gesteine sind hier in Randfazies ausgebildet, und ein Vergleich mit der lithostratigraphisch gut gliederbaren Beckenfazies ist schwer möglich. Wegen ihrer unklaren statigraphischen Zuordnung werden die Zechstein-Serien hier in Anlehnung an Haack (1935a) in „Unteren Zechstein" und „Mittleren und Oberen Zechstein" untergliedert (s. Abb. 2).

[1] Die halbfett gedruckten Zahlen verweisen auf die im Kap. 9, S. 58 näher bezeichneten Aufschlüsse.

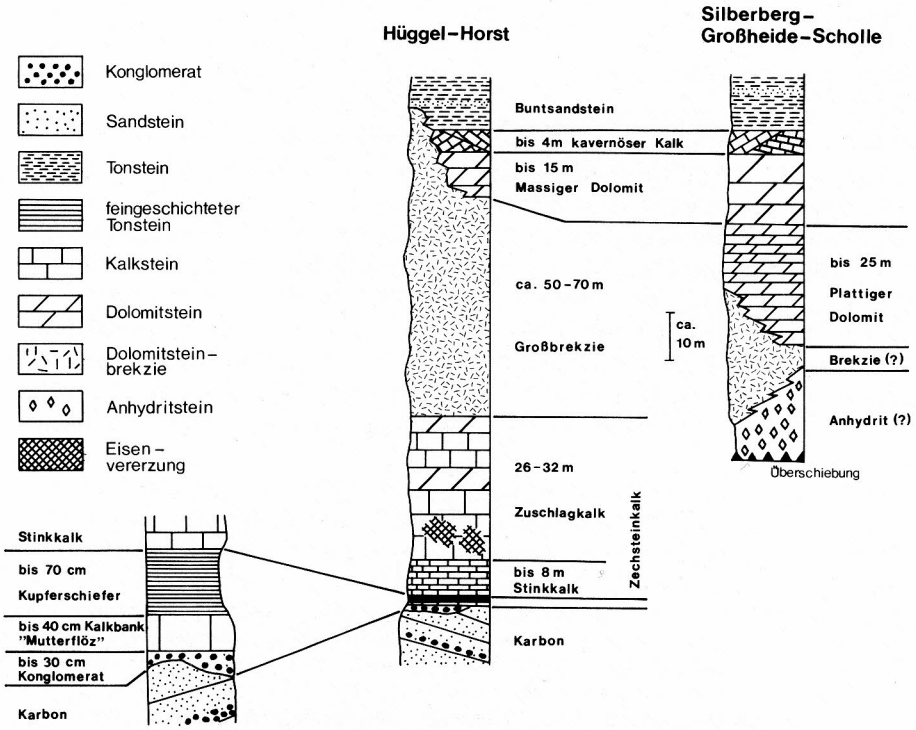


Abb. 2: Profile durch die zechsteinzeitlichen Ablagerungen im Hüggel-Silberberg-Gebiet.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

3.1. Unterer Zechstein

3.1.1. Zechstein-Konglomerat

Zur Zeit ist die Zechstein-Basis an fünf Punkten am Heidhorn Berg und Domprobst-Sundern aufgeschlossen bzw. leicht freizulegen (Tab. 1, Abb. 2).
Am Hüggel tritt neben dem Zechstein-Konglomerat i.e.S. (= Basiskonglomerat) eine bis zu 40 cm mächtige Kalkbank im Liegenden des Kupferschiefers auf. Sie wird nach HAARMANN (1909 : 343) und HAACK (1935b : 208) zum Zechstein-Konglomerat gezählt und mit der Kalkbank gleichgesetzt, die in Thüringen die bergmännische Bezeichnung „Mutterflöz" führt. Sowohl Basiskonglomerat wie auch „Mutterflöz"-Kalkbank sind nur örtlich ausgebildet und können zusammen oder einzeln fehlen. So beschrieb HAACK (1909 : 466) von der Tiefbausohle am Schacht Kielmannsegge ein 10 cm starkes Basiskonglomerat und eine 30 cm mächtige, fossilführende „Mutterflöz"-Kalkbank. 400 m weiter östlich, im ehemaligen Tagebau Ib, fehlt die Kalkbank, und der Kupferschiefer liegt hier auf dem Basiskonglomerat. Im ehemaligen Tabebau Ia am Schacht Augusta sind nach HAACK (1909 : 466) sowohl „Mutterflöz"-Kalkbank wie auch Basiskonglomerat nicht ausgebildet. In dem noch weiter östlich gelegenen alten **35** Steinbruch am W-Hang des Domprobst-Sundern schaltet sich zwischen Karbon-Sandstein und Kupferschiefer eine 25 cm „Mutterflöz"-Kalkbank ein. Hier fehlt das Basiskonglomerat.

	6 ehem. Steinbruch unmittelbar östl. d. Straße Osnabrück – Lengerich Angaben nach BRÜNING (1978 : 7)	**7** Einschnitt der ehemaligen Schleppbahn am Heidhorn Berg Angaben nach HAACK (1909 : 465)	**12** SE-Wand d. ehem. Tagebaues IIIa s. Abb. 3	**20** alter Steinbruch südl. d. E-Teiles vom ehem. Tagebau IIb	**35** alter Steinbruch am W-Hang des Domprobst-Sundern
Hangendes	Zechsteinkalk				
Kupferschiefer	40	32	38	60	40
„Mutterflöz"	20	25	23	20–36	25
Basiskonglomerat	10	10	0?	0?	0
Liegendes	Oberkarbon (Westfal D)				

Tab. 1: Aufschlüsse (von West nach Ost) der Zechstein-Basis mit Angaben der Mächtigkeiten (in cm).

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

3.1.1.1. Basiskonglomerat (Zechstein-Konglomerat i.e.S.)

Die Sedimentation des Zechsteinmeeres beginnt örtlich mit einem Transgressionskonglomerat, das nach HAARMANN (1909 : 343) und HAACK (1909 : 465–466) am Hüggel bis zu 30 cm mächtig werden kann und aus aufgearbeitetem Karbon-Material mit bis zu faustgroßen Milchquarz- und Kieselschiefer-Geröllen u. a. besteht. In Oberflächennähe besitzt die Konglomerat-Lage eine mürbe, sandig-tonige, kalkfreie, gelblichbraune Matrix. In den Tiefbau-Aufschlüssen ist das Konglomerat nach HAACK (1909 : 466, 1935a : 7) stark kalkig, fest und von dunkler Farbe. Durch Verwitterungseinflüsse scheint der Kalkgehalt in dem zutagetretenden Konglomerat weggeführt worden zu sein.
Häufig fehlt das Basiskonglomerat; zum Teil ist es nicht eindeutig vom unterlagernden, oft stark geröllführenden Karbon-Sandstein zu trennen. So findet sich in dem **20** Steinbruch südlich Tagebau IIb an der Basis der Zechstein-Ablagerungen ein bis zu 30 cm mächtiges, mürbes Konglomerat, das aber linsenförmig in den Karbon-Sandstein hineinreicht und selbst karbonzeitliches Alter haben dürfte. Hier bildet wohl zufällig ein Karbon-Konglomerat die Unterlage der Zechstein-Schichten, die hier mit der „Mutterflöz"-Kalkbank beginnen.
Windkanter, wie sie VOIGT (1960 : 9) in dem Zechstein-Konglomerat am Piesberg bei Osnabrück gefunden hat, sind vom Hüggel nicht bekannt. HAACK (1935b : 208) erwähnte vom Schafberg den Fund eines *Productus cancrini* DE VERN.

3.1.1.2. „Mutterflöz"-Kalkbank

In allen der heute zugänglichen Aufschlüsse der Zechstein-Basis (Tab. 1) befindet sich im Liegenden des Kupferschiefer-Horizontes diese Kalkbank. Sie kann nach HAARMANN (1909 : 343) örtlich bis zu 40 cm mächtig werden, führt vereinzelt Gerölle, ist bituminös und von dunkler, blaugrauer bis brauner Farbe.
HAACK (1909 : 465–466) führte vom **7** Schleppbahn-Einschnitt am Heidhorn Berg und von der Tiefbausohle am Schacht Kielmannsegge Fossilien aus der „Mutterflöz"-Kalkbank an: *Gervillia ceratophaga* v. SCHL., *Pleurophorus costatus* BROWN., *Schizodus* cf. *truncatus* KING. und *Schizodus* sp.

3.1.2. Kupferschiefer

Über dem Zechstein-Konglomerat folgt der sog. Kupferschiefer, ein schwarzer, bituminöser, örtlich schwach kalkiger Tonstein. Seine Mächtigkeit schwankt nach HAACK (1909 : 467) zwischen 2 und 70 cm, nach MÜLLER (1896 : 11) kann er sogar bis zu 75 cm mächtig werden. Die Basislage des sonst feingeschichteten und gut schichtparallel aufspaltbaren Gesteins läßt sich nur schlecht spalten und zeigt wulstig-muschelig brechende Schichtflächen. In seinen obersten Lagen geht der Kupferschiefer in feinsandig-schluffigen Mergelstein über.
An besonders der Verwitterung ausgesetzten Stellen, wie z. B. in dem isolierten Zechstein-Vorkommen auf dem **17** N-Hang des Heidhorn Berges zersetzte sich der Kupferschiefer zu dunkelbraunem, weichem, plastischem Ton.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

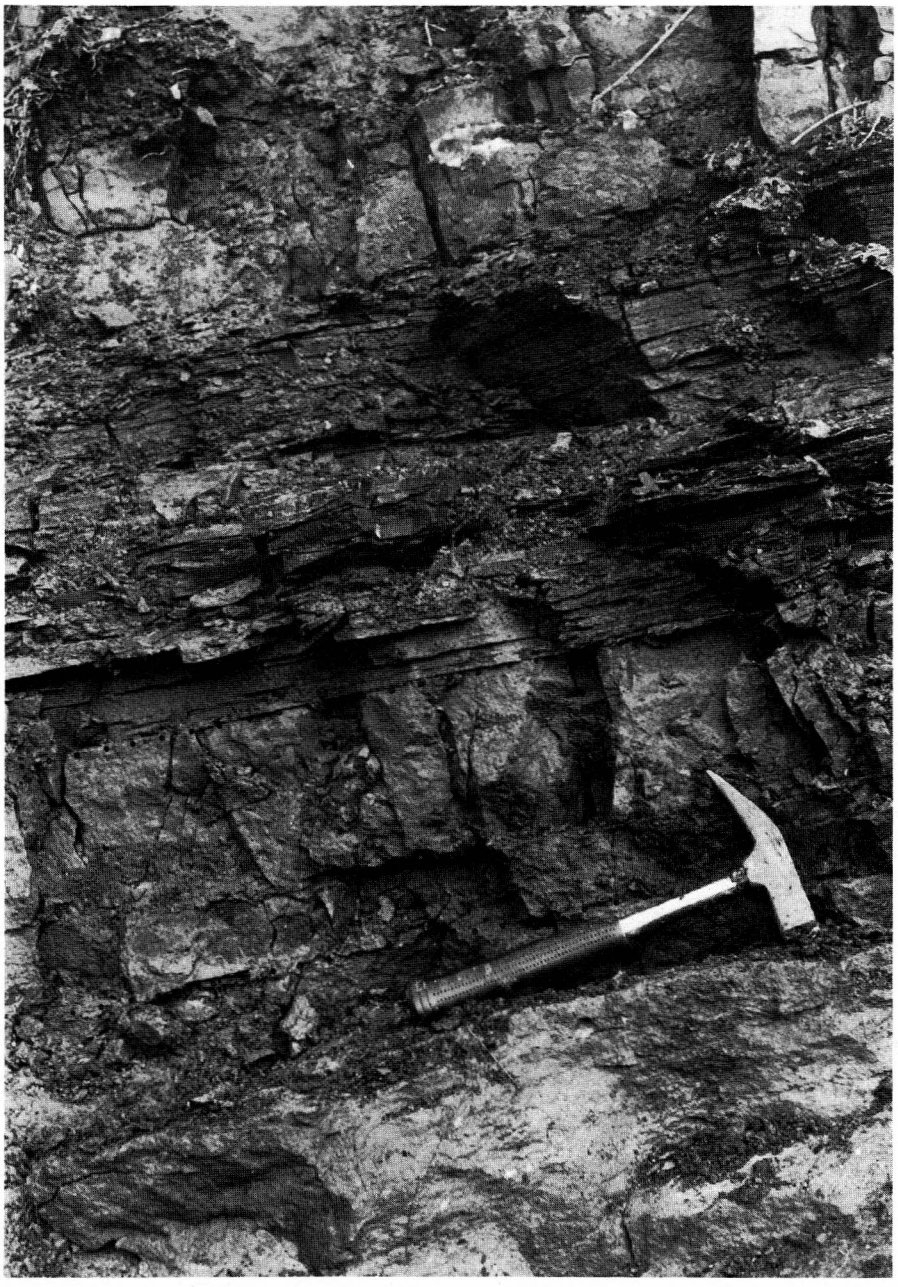


Abb. 3: Überlagerung des Karbon-Sandsteins durch Gesteine der Unteren Zechstein-Zeit [„Mutterflöz"-Kalkbank (in Höhe der Hammerspitze), darüber Kupferschiefer und die Basis des Zechsteinkalkes]. **12** SE-Wand des ehem. Tagebaues IIIa am Heidhorn Berg, Nov. 1979.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Der für die aus Mitteldeutschland stammende bergmännische Bezeichnung „Kupferschiefer" verantwortliche Kupfer-Erzgehalt (bis 2 %) hat am Hüggel keine wirtschaftliche Bedeutung. Nach HAARMANN (1909 : 343) enthält er hier nur 0,03 bis 0,08 % Kupfer. HAACK (1909 : 467, 1935a : 7, 1935b : 209) erwähnte folgende Fossilien: *Palaeoniscus freieslebeni* AGASSIZ, *Platysomus gibbosus* AGASSIZ, *Janassa bituminosa* v. SCHAUR. (Gebiß), *Lingula credneri* GEIN., *Nucula beyrichi* v. SCHL., *Walchia piniformis* STERNB. und „undeutliche Pflanzenreste". In den **12** u. **20** Aufschlüssen am Heidhorn Berg konnten außer *Palaeoniscus freieslebeni* AGASSIZ Nadeln und Zweigstücke von *Pseudovoltzia* sp. und *Ullmannia* sp. Reste der seltenen Kupferschiefer-Fische *Coelacanthus granulatus* AGASSIZ (**20**; leg. R. RICHTER, Heimatmus. GMHütte) und *Platysomus striatus* AGASSIZ (**12**; leg. Dr. E. MALZAHN, Hannover) nachgewiesen werden.

3.1.3. Zechsteinkalk

Auf dem Kupferschiefer lagern ca. 40 m mächtige, kalkig-dolomitische Serien, die von HAACK (1935a : 7) als Zechsteinkalk zusammengefaßt werden. Nach alten Bergmannsausdrücken ist er in „Stinkkalk" und „Zuschlagkalk" zu untergliedern.

3.1.3.1. Stinkkalk

Nach HAARMANN (1909 : 343) hat der Stinkkalk, auch Stinkstein genannt, eine „im ganzen von E nach W zunehmende, jedoch im einzelnen wechselnde" Mächtigkeit von 0 bis 8 m. HAACK (1909 : 465) gab vom **7** Einschnitt der Schleppbahn am Heidhorn Berg eine Mächtigkeit von 8 m an. In dem alten **20** Steinbruch südlich des ehemaligen Tagebaues IIb wird er nur 1 m mächtig.
Er besteht hier aus dunklem, im frischen Zustand bläulich- bis bräunlichgrauem, festem, bituminösem, tonigem Kalkstein. Das dünnbankige Gestein zeigt splittrigen Bruch und zerfällt in einzelne, unregelmäßig geformte Säulen. Die Bänke sind untereinander durch dünne Tonbeläge getrennt. Beim Anschlagen des frischen Gesteins ist typischer Bitumengeruch festzustellen, der das „Stinken" dieser Abfolge verursacht.
HAACK (1909 : 465) führte u. a. vom **7** Schleppbahn-Einschnitt am Heidhorn Berg Fossilien an: *Productus horridus* SOW., *Lingula credneri* GEIN., *Fenestella retiformis* v. SCHL. und Echinodermenreste (Crinoiden-Stielglieder).

3.1.3.2. Zuschlagkalk

Über dem Stinkkalk lagert nach HAACK (1909 : 469) am Heidhorn Berg der bis zu 32 m mächtige Zuschlagkalk. Sein Name leitet sich aus seiner Verwendung als Zuschlagstoff bei der Verhüttung kieselsäurereicher Erze ab. Er ist als solcher im ehemaligen Tagebau IIb noch bis 1966 von den Georgsmarienwerken abgebaut worden und hier besonders an der **19** alten Förderverbindung gut aufgeschlossen (Abb. 4).

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

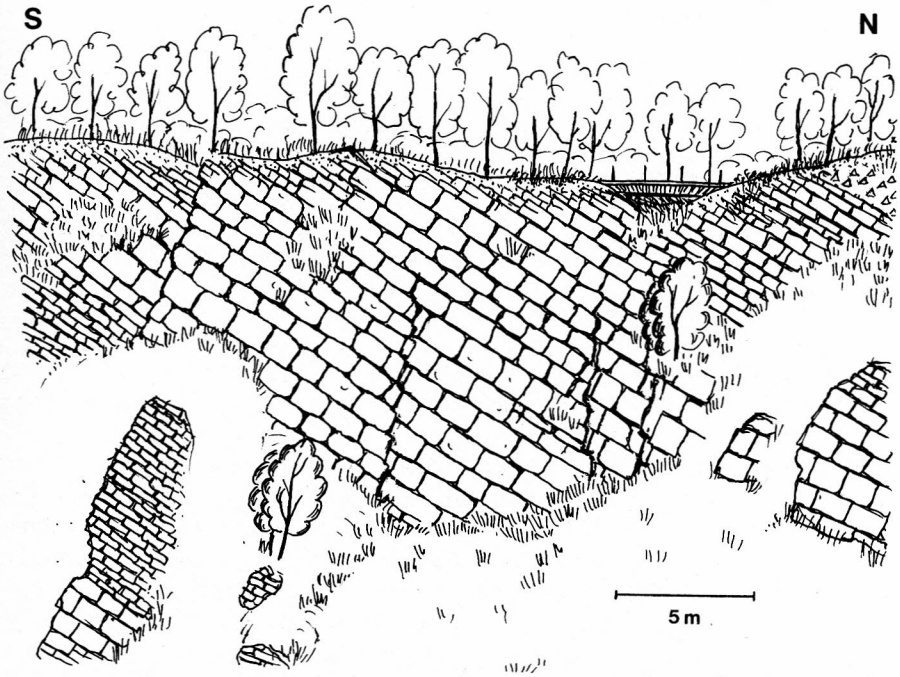


Abb. 4: Fast vollständiges Profil durch den Zuschlagkalk (Unter Zechstein). Überlagerung durch eine Brekzie aus Gesteinen der Mittleren und Oberen Zechstein-Zeit (kleine Dreiecke rechts oben).
19 E-Wand der Förderverbindung durch den ehemaligen Tagebau IIb am Heidhorn Berg, Aug. 1978 (Zeichnung: T. JUNKER, Hannover).

Der Zuschlagkalk setzt sich aus einer Folge meist dickbankiger, poröser, wenig fester, dolomitischer Kalksteinbänke zusammen, die teilweise bituminös sind. Je nach Eisengehalt (Goethit: FeOOH) ist ihre Farbe rostbraun oder hellgrau bis beige. Auffällig sind die oft lagig angeordneten, rundlichen bis faustgroßen Hohlräume, die häufig mit Calcit-Kristallen ausgekleidet sind.
Der Zuschlagkalk besitzt deutlichen Dolomitgehalt [HAACK (1909 : 468): 10,65 % MgO; HAARMANN (1909 : 346): 12,03 % MgO]. An vielen Stellen ist er metasomatisch in Spateisenstein umgewandelt worden (Kap. 4.2.), der aber nur untertage aufgeschlossen war, da er an der Oberfläche durch Verwitterungseinflüsse in Brauneisenstein umgewandelt worden ist, der in den Tagebauen der Georgsmarienwerke abgebaut wurde. Bei sehr starker Vererzung hat das Gestein Struktur und Gefüge völlig verloren. Im Bereich der **19** Förderverbindung durch den ehemaligen Tagebau IIb ist die Vererzung allerdings sehr gering und nur auf die unteren Lagen der Zuschlagkalk-Serie beschränkt.
Nach HAACK (1935a :37) treten Fossilien „mehr örtlich" auf und stammen überwiegend aus dem heute fast vollständig verfüllten ehemaligen Tagebau Ib. HAACK (1935a : 8) führte an:

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

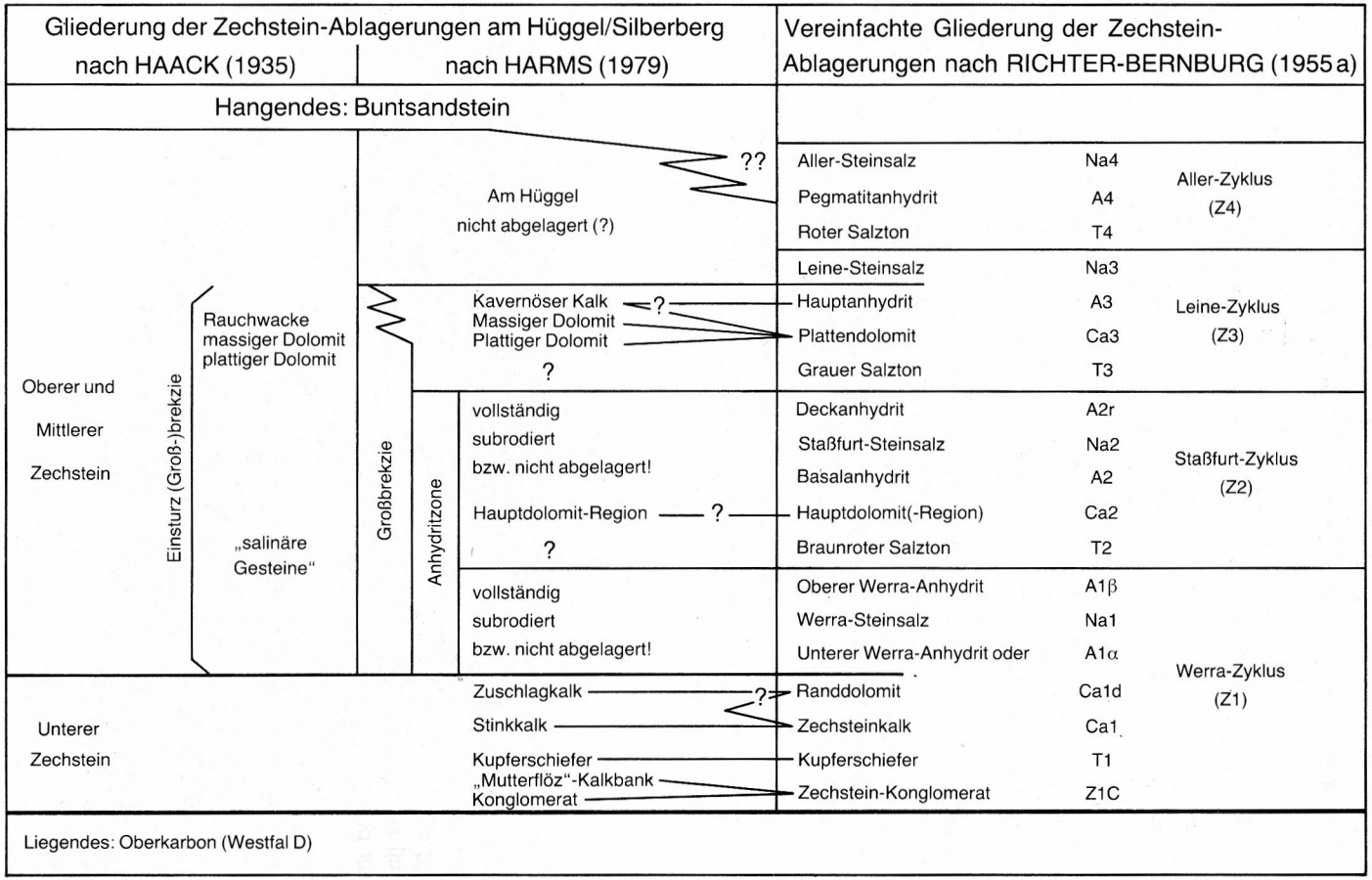
Serpula planorbites MÜNST.
Fenestella retiformis v. SCHL.
Phyllopora ehrenbergi GEIN.
Acanthocladia anceps v. SCHL.
Acanthocladia dubia v. SCHL.
Productus horridus SOW.
Strophalosia morrisi KING
Spirifer undulatus SOW.
Spiriferina cristata v. SCHL.
Camarophoria schlotheimi v. BUCH.
Dielasma elongata v. SCHL.
Pseudomonotis speluncaria v. SCHL.
Avicula pinnaeformis GEIN.
Gervillia ceratophaga v. SCHL.
Gervillia antiqua MÜNST.
Arca striata v. SCHL.
Schizodus obscurus SOW.
Edmondia elongata HOWSE
Polytropis helicina v. SCHL.
Polytropis tayloriana KING
Turbo (Coelostylina?) obtusus BROWN.
Streptorhynchus pelargonatus v. SCHL.
Cythere sp.

Am häufigsten treten davon nach HAACK (1909 : 470) *Strophalosia morrisi* KING und *Productus horridus* SOW. auf, der in den obersten 6 m des Zuschlagkalkes allerdings nicht beobachtet wurde.
Das Auftreten von *Productus horridus* SOW. u. a. Fossilien im Stinkkalk und im Zuschlagkalk spricht für eine Einstufung beider Serien in den Zechsteinkalk [im lithostratigraphischen Sinne: Ca 1; vgl. H. P. JORDAN (1969: Tab. 1) und Tab. 2]. RICHTER-BERNBURG (1955a : 845, 1955b : 882) sah allerdings in dem Zuschlagkalk einen kalkig-dolomitischen Vertreter des tieferen Werra-Anhydrites (A 1) und sprach ihn als Randdolomit (Ca 1d) an, was zumindest für den oberen Teil des Zuschlagkalkes, in dem *Productus horridus* SOW. bislang nicht gefunden wurde, angenommen werden kann.

3.2. Mittlerer und Oberer Zechstein

Mit dem Auftreten von Anhydritstein bzw. seinen Residualbildungen beginnen die Ablagerungen der Mittleren und Oberen Zechstein-Zeit. Sie lassen sich im Bereich des Hüggels und Silberberges bislang nicht sicher untergliedern und fassen Anhydritstein der Werra-Serie und die Gesteine der Staßfurt-, Leine- und Aller-Serie der heute üblichen zyklischen Gliederung der Zechstein-Gesteine zusammen (Tab. 2). Allerdings geben die Ergebnisse der ca. 10 km nordwestlich von Osnabrück am Roten Berg bei Wersen gelegenen Bohrung „Wersen Fiskus" (ENGELHARDT 1859) in der Interpretation von HEIDORN (1949 : 103–104) einige Hinweise für eine stratigraphische Gliederung der Zechstein-Gesteine des Arbeitsgebietes.
Am Hüggel sind Gesteine der Mittleren und Oberen Zechstein-Zeit an den Wänden der ehemaligen Tagebaue **33** Ib und **24** IIb sowie am **4** Silberberg in einem Steinbruch am NW-Hang des Berges aufgeschlossen. Ferner geben die Bohrungen Hüggel II und III [LOTZE (1953); Tab. 3] Hinweise zum Aufbau der höheren Zechstein-Serien. Wegen des deckenartigen Charakters des Silberberg-Gebietes werden die in der Silberberg-Großheide-Scholle auftretenden Gesteine der Mittleren und Oberen Zechstein-Zeit nach unten hin tektonisch begrenzt und liegen auf erheblich jüngeren Schichten. Ablagerungen der Unteren Zechstein-Zeit fehlen hier fast vollständig.
Wie schon erwähnt, treten in den Serien der Mittleren und Oberen Zechstein-Zeit mächtige Einschaltungen von Anhydritstein und nördlich von Osnabrück Steinsalz-Ablagerungen auf. Diese in Wasser leicht löslichen Gesteine sind in Oberflächennähe subrodiert worden und können daher im Osnabrücker Raum über Tage nirgends

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.



Tab. 2: Gliederung der zechsteinzeitlichen Ablagerungen im Hüggel-Silberberg-Gebiet.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.



Abb. 5: Auflagerung der entschichteten Großbrekzie aus Gesteinen der Mittleren und Oberen Zechstein-Zeit auf gebanktem Karbonatgestein der Unteren Zechstein-Zeit.
24 N-Wand des E-Teiles vom ehem. Tagebau IIb am Heidhorn Berg, März 1981.

beobachtet werden. In die bei dieser Subrosion entstandenen Hohlräume sind hangende Karbonatserien der Zechstein-Zeit und zum Teil noch buntsandsteinzeitliche Ablagerungen unregelmäßig nachgebrochen und liegen heute als „Versturzbrekzie" vor.

Auch in den ehemaligen Tagebauen am Hüggel (**13, 14, 24** und **33**) sind die Serien der Mittleren und Oberen Zechstein-Zeit zu einer 50 bis 70 m mächtigen „Großbrekzie" verstürzt (Abb. 5). Auffallend ist dagegen, daß im Bereich der Silberberg-Großheide-Scholle noch zechsteinzeitliches Sulfatgestein in geringer Tiefe vorkommt (Lotze 1953) und die Gesteine der Höheren Zechstein-Zeit hier nur örtich zu einer Brekzie verstürzt sind.

Nach petrographischen Gesichtspunkten werden die Gesteine der Mittleren und Oberen Zechstein-Zeit im Arbeitsgebiet wie folgt untergliedert (vgl. Tab. 2):

Hangendes: Buntsandstein

Kavernöser Kalk[2] (bis 4 m)
Massiger Dolomit[2] (ca. 15 m)
Plattiger Dolomit[2] (ca. 25 m)
Anhydritzone[2] (primär mehrere 10er Meter)

Liegendes: Unterer Zechstein

[2] Diese Begriffe werden zur vorläufigen, lokalen, lithostratigraphischen Gliederung eingeführt und darum groß geschrieben.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

3.2.1. Anhydritzone

Schon Haack (1909 : 472) schloß aus dem Auftreten der Großbrekzie auf ehemaliges Vorhandensein von heute subrodiertem Sulfatgestein zwischen Zechsteinkalk und Plattigem Dolomit.
Vermutlich wurde auf dem Zechsteinkalk [Ca 1 (bis Ca 1d?)] wie am ca. 20 km westlich gelegenen Schafberg[3] auch am Hüggel sehr mächtiger Werra-Anhydrit (A 1) abgelagert. In der Bohrung „Wersen-Fiskus" wurden nach Heidorn (1949 : 103–104) etwa 40 m Werra-Anhydrit angetroffen, am Schafberg (s. o.) sogar mindestens 80 m. Diese Befunde decken sich mit dem zuletzt von Sannemann & Zimdars & Plein (1978) beschriebenen Faziesschema, nach dem sich im Bereich des zechsteinzeitlichen Beckenrandes, zu dem auch der Osnabrücker Raum zählt, auf Karbonatserien des Werra-Zyklus (also oberhalb des Zechsteinkalkes) die großflächige und mächtige „Sulfatplattform" bez. der Sulfatwall des Werra-Anhydrites (A 1) gebildet hat.
Die Wersener Bohrung traf über Werra-Anhydrit (A 1) drei Dolomitsteinbänke mit Anhydritstein-Zwischenlagen von zusammen 47 m Mächtigkeit an. Heidorn (1949 : 103) rechnete diesen Bereich zur Hauptdolomit-Region (Ca 2) des Staßfurt-Zyklus, der von 29 m mächtigem Basal- und Deckanhydrit (A 2 – A 2r) überlagert wird.
Welche Bestandteile der Versturzbrekzie am Hüggel zur Hauptdolomit-Region zählen könnten, läßt sich aufschlußbedingt z. Z. nicht untersuchen. Schon Haack (1935a : 8) war es nicht möglich, die als Versturzbrekzie vorliegenden Zechstein-Gesteine zu untergliedern. Er vermutete, daß „große Klötze von dunkelgrauer, feinporiger, dolomitischer Rauchwacke" und „solche einer kleinstückigen Brekzie" dem „Mittleren Zechstein" zuzurechnen seien, da sie nur im unteren Teil der Brekzie vorkommen. In den Bohrungen Hüggel II und III (Tab. 3) ist dieser Bereich wohl auch angetroffen worden. Lotze (1953) berichtete von 15,2 m „Auslaugungsgebirge" in Bohrung Hüggel II und 18 m „Rauchwacken, Zellendolomit etc." und 27 m Gips und Anhydrit in Bohrung Hüggel III, die unter Dolomitstein des „Oberen Zechsteins" vorkommen sollen.

3.2.2. Plattiger Dolomit

Dieses Gestein ist im **4** Steinbruch am Silberberg gut erschlossen (Abb. 6). Zusammen mit dem Massigen Dolomit im Hangenden wird es als Zuschlag für die Zementherstellung, zum „Kalken" von Feldern und als Straßenschotter gewonnen.
In den ehemaligen Tagebauen am Hüggel ist der Plattige Dolomit neben dem Massigen Dolomit Hauptbestandteil der Großbrekzie. Das plattige bis dünnbankige Gestein erreicht eine Mächtigkeit von etwa 25 m (Haack 1936 : 3). Die einzelnen ebenplattigen Bänke werden durch dünne, dunkle Tonbelege getrennt. Das stark

[3] Beim Vortrieb eines Stollens wurden 1963 am Schafberg im Bockradener Graben ca. 80 m Anhydritstein über Ablagerungen der Unteren Zechstein-Zeit aufgefahren. Hier konnte also sehr mächtiger Werra-Anhydrit (A 1) nachgewiesen werden. Seine obere Grenze bzw. hangende Zechstein-Serien wurden nicht aufgeschlossen. Wegen starken Wasserzuflusses mußte der Stollen aufgegeben und wieder verbaut werden (freundliche Mitteilung von Dr. R. Bässler, Ibbenbüren).

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

zerklüftete, bituminöse Gestein hat graue bis gelblichgraue Farbe. Es ist dichter und fester als der überlagernde Massige Dolomit. Der MgO-Gehalt liegt bei etwa 18 % (HAACK 1936 : 5).

3.2.3. Massiger Dolomit

Die Auflagerung des Massigen Dolomites auf den Plattigen Dolomit ist im **4** Steinbruch am Silberberg gut zu beobachten. Er besteht aus dickbankigem, hellem, weißlichem bis gelblichem Gestein und hat eine Mächtigkeit von ca. 15 m (HAACK 1936 : 3). Der MgO-Gehalt liegt bei 21 % (HAACK 1936 : 4). Das lagenweise bituminöse Gestein ist oft porös-schaumig und verwittert zu „schaufelfähigem" Dolomitsand, der früher in zahlreichen kleinen Gruben als Baustoff gewonnen wurde. Dieser Sand wird von den Einheimischen als „Schwerspat" bezeichnet, da er oft von Schwerspat-Gängen und -Nestern durchsetzt ist. An einigen Stellen des Silberberges und Roten Berges ist der Massige Dolomit verkieselt.
HAACK (1909 : 473) gab aus dem Massigen Dolomit folgende Fossilien an: *Liebea hausmanni* GOLDF., *Schizodus* cf. *schlotheimi* GEIN. und *Dentalium speyeri* GEIN. Schlecht erhaltene Steinkerne von nicht näher bestimmbaren Muscheln lassen sich in den obersten Schichten des **4** Steinbruchs am Silberberg finden.
HAACK (1936 : 2–4) bezeichnete den Massigen Dolomit als „Muscheldolomit", HEIDORN



Abb. 6: Massiger und Plattiger Dolomit im **4** Steinbruch am Silberberg (SE-Wand, vgl. Abb. 14), Mai 1977.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

(1949 : 103) als „poröser Dolomit". Beide hielten Plattigen und Massigen Dolomit für Vertreter des Plattendolomites (Ca 3) des Leine-Zyklus.

3.2.4. Kavernöser Kalk

Als oberste Lage der Zechstein-Gesteine tritt der Kavernöse Kalk auf, der bis zu 4 m mächtig werden kann (Haack 1936 : 1). Er läßt sich im **26** Bahneinschnitt am Ortenbrink (Abb. 7) und in (**8** und **9**) alten Steinbrüchen am Süd- und Nordwest-Hang des Silberberges gut beobachten. Dies von Haack (1935a : 9) als „Rauchwacke" bzw. Heidorn (1949 : 103) als „Lochkalk" bezeichnete Gestein zeigt im **26** Bahneinschnitt am Ortenbrink Schrägschichtungserscheinungen. An der Basis tritt hier gelblich-beiger, schwach kalkiger, bituminöser Dolomitstein auf: die oberste Lage des Massigen Dolomites. Darüber folgen deutlich schräggeschichtete, graue, stark zellige Kalkbänke: der Kavernöse Kalk. Die bis zu 1 cm großen Hohlräume des Gesteins sind mit sandig-mulmigem, kalkhaltigem Material ausgefüllt.
Sannemann & Zimdars & Plein (1978 : 42) beobachteten solche Schrägschichtungen in zechsteinzeitlichen Gesteinen bei Ablagerungen des flachmarinen Bereiches mit stärkerer Wasserbewegung, wobei solche Sedimente häufig zu submarinen Bänken (Sandriffe) angereichert werden können. Dies ist vielleicht eine Erklärung für die schon von Haack (1936 : 1) gemachte Beobachtung, daß die Lage des Kavernösen Kalkes „streckenweise fehlt oder nur sehr geringe Mächtigkeit aufweist".

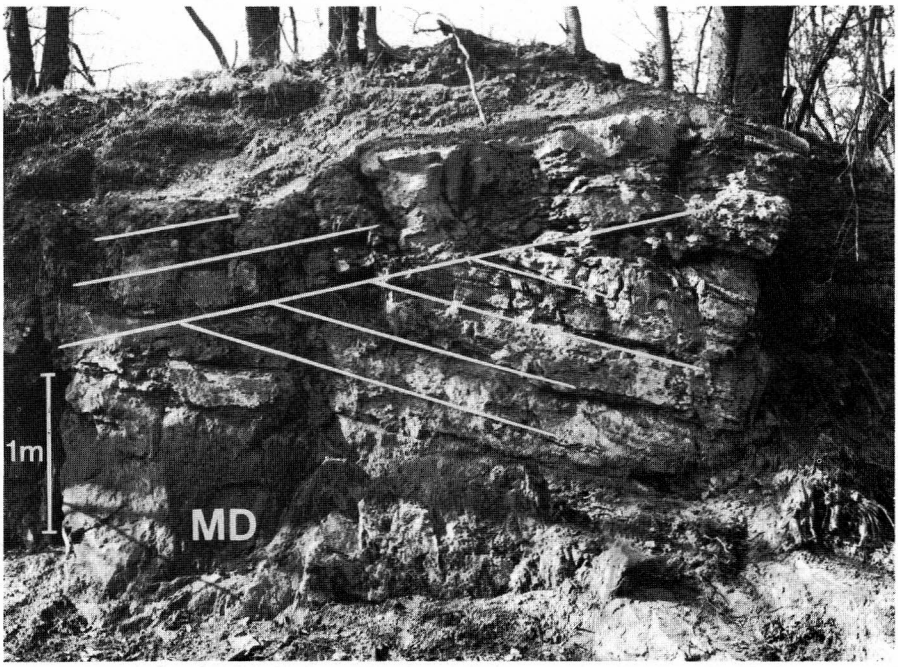


Abb. 7: Überlagerung des Massigen Dolomites durch den Kavernösen Kalk, der deutliche Schrägschichtung zeigt.
26 SW-Hang des Bahneinschnittes der ehem. Hüggel-Bahn am Ortenbrink, Nov. 1979.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

HEIDORN (1949 : 103) rechnete den Kavernösen Kalk zum Plattendolomit (Ca 3) des Leine-Zyklus und läßt damit die Zechstein-Serien am Hüggel abschließen. Es könnte sich aber auch um einen küstennahen Vertreter des Hauptanhydrites (A 3) des Leine-Zyklus handeln. Nach HAACK (1935b : 212) folgt über dem Kavernösen Kalk „sogleich der Untere Buntsandstein mit bunten Schieferletten und dünnen Sandsteinplatten". Es ist nicht auszuschließen, daß ein Teil dieser Serien möglicherweise aber schon während des höheren Leine-Zyklus bzw. während des Aller-Zyklus abgelagert wurde.

3.2.5. Salzablagerungen

Nach den vorliegenden Untersuchungen (u. a. BÄSSLER 1970 : 227; ROSENFELD 1978 : 137–138) kommen nennenswerte zechsteinzeitliche Salzablagerungen erst nördlich von Osnabrück vor. BÄSSLER (1970 : 226) vermutete sie nördlich der Linie Bramsche-Rheine. Die Annahme einer „Osnabrücker Salzstraße" (HEIDORN 1949 : 105) läßt sich nicht belegen.
Auch die wenigen, z. T. schon im 19. Jahrhundert abgeteuften Bohrungen in der Umgebung von Osnabrück (Zusammenstellung bei HAACK 1935b : 212) zeigten keine nennenswerten Salz-Einschaltungen. Nur die von ENGELHARDT (1859) beschriebene Bohrung „Wersen Fiskus" erbrachte außer etwas Salzsohle geringe Spuren von Steinsalz, die in einer Teufe von etwa 279 m bis 332 m unter Gelände im zechsteinzeitlichen Gips- bzw. Anhydritstein angetroffen wurden. Auch die ca. 10 bzw. 30 km östlich vom Hüggel gelegenen Bohrungen Holte Z1 und Hoyel Z1 trafen in einem paläogeographisch sehr ähnlichen Bereich außer Karbonat- und Anhydritstein kein Salzgestein innerhalb der zechsteinzeitlichen Ablagerungen an.

3.2.6. Großbrekzien-Bildung

Wie schon mehrfach erwähnt, sind die Gesteine des Mittleren und Oberen Zechsteins im Bereich der Tagebaue nördlich des Hüggels zu einer 50–70 m mächtigen Großbrekzie verstürzt. Die Vorgänge, die zur Bildung dieser Brekzie führten, sind zwar in geologisch viel jüngerer Zeit abgelaufen als die Sedimentation der Ausgangsgesteine, da aber überwiegend die Zechstein-Serien in die Großbrekzien-Bildung einbezogen wurden, soll an dieser Stelle auf einige Besonderheiten hingewiesen werden.
Die Entstehung der Großbrekzie ist auf Subrosion von Sulfatgestein zurückzuführen, da es in diesem Bereich gar keine bzw. nur unbedeutende Salzablagerungen gab (s. o.). Dies deckt sich mit dem Hinweis von H. JORDAN (1979 : 148), daß besonders bei Ablaugung von Sulfatgestein eine sehr „chaotische" Brekzie entsteht, während Salzauflösung zu einem „weitspannig-wannenförmigen" Nachsinken des oft weitgehend ungestörten Deckgebirges führt. Innerhalb der Großbrekzie nimmt die Größe der einzelnen Gesteinseinschlüsse von unten (cm–dm ∅) nach oben (mehrere m ∅) zu. Örtlich scheinen die höchsten Partien des Zechsteins kaum von der Brekzienbildung betroffen worden zu sein, während in anderen Bereichen noch Teile der auflagernden Buntsandstein-Serien mitverstürzt sind.
Solche in der Versturzbrekzie eingeschlossenen Buntsandstein-Schollen sind in der **14** W-Wand des ehem. Tagebau IIb und an den N-Wänden der ehem. Tagebaue **33** Ib und **24** IIb aufgeschlossen. Sie waren schon HAACK (1935a : 8) aufgefallen.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

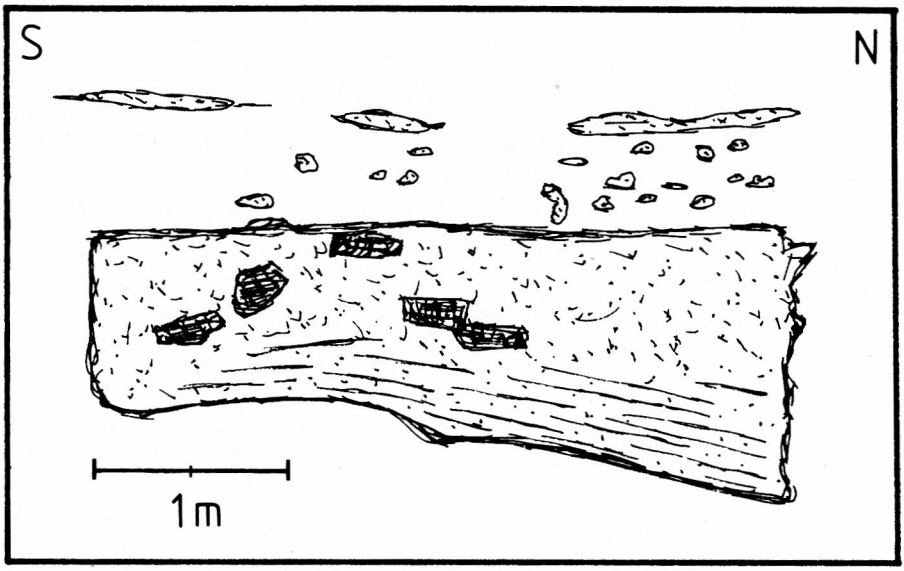


Abb. 8: Einschlüsse aus Buntsandstein-Material in einer aus Zechstein-Gesteinen gebildeten Brekzie (weiß).
Die große Buntsandstein-Scholle ist in der unteren Hälfte mehr oder weniger geschichtet, während die obere Hälfte brekziös ist und Einschlüsse von zechsteinzeitlichem Dolomitstein (dunkel) enthält. **14** W-Wand des ehem. Tagebaues IIb, Aug. 1978.

Die größte zugängliche Scholle (**14**; Abb. 8) ist ein im Anschnitt etwa 3 m langer und 1 m hoher Körper, der scharf gegen die umgebende beige-graue Brekzie aus Zechstein-Gesteinen begrenzt ist. Sie besteht aus blaßrotem, siltigem Tonstein, der in der unteren Hälfte noch deutlich geschichtet ist, während die obere Hälfte in sich eine Brekzie bildet, in der auch dolomitischer Kalkstein vorkommt, der wohl dem Zechstein zuzurechnen ist. Im Hangenden dieser Scholle befinden sich noch weitere kleine, lagig angeordnete Einschlüsse des gleichen Materials. Da diese Scholle, losgelöst von den Buntsandstein-Serien im Hangenden, nur wenige Meter über der Basis der Großbrekzie vorkommt und der Einschluß in sich teilweise eine Brekzie darstellt, muß ein mehrphasiges, durch unregelmäßiges Nachbrechen bedingtes Einstürzen angenommen werden, um die heutige Position der Scholle zu erklären.
Funde von Geröllen aus karbonzeitlichen Gesteinen der Osnabrücker Karbon-Horste in Ablagerungen der Oberoligozän-Zeit (Haarmann 1911 : 39–41; Keller & Bessin in Ebert 1954 : 52) lassen vermuten, daß auch der Hüggel-Horst während der Oligozän-Zeit weitgehend herausgehoben und z. T. bis auf die Karbon-Gesteine abgetragen worden war[4]. Die Großbrekzie hat sich daher vermutlich schon in der Alttertiär-Zeit gebildet. Sie ist auf jeden Fall älter als die Anlage von Querstörungen, die die Brekzie in N-S-Richtung durchsetzen (Brüning 1978 : 24) und durch Harnischstreifungen dokumentiert sind.

[4] Zur Zeit werden vom Verfasser möglicherweise tertiärzeitliche (Oberoligozän??) Sand- und Tonstein-Einschlüsse in der Versturzbrekzie untersucht, die auch für den Hüggel-Horst eine alttertiärzeitliche Hebung beweisen könnten. Einzelheiten werden nach Abschluß der Untersuchungen veröffentlicht.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

4. Erzführung

Neben sulfidischen Erzen (Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies, Pyrit u. a.) und Schwerspat treten im Bereich des Hüggels karbonatisches Eisenerz (Spateisenerz) und dessen Verwitterungsprodukt (Brauneisen-Erz) auf. Da diese Vererzungen hauptsächlich auf zechsteinzeitliche Gesteine beschränkt sind, sollen sie an dieser Stelle kurz beschrieben werden. Eingehende Untersuchungen legten zuletzt SCHREYER (1968) und STADLER (1971) vor. Eine Zusammenstellung älterer Arbeiten brachte STADLER (1971 : 443–444).

4.1. Geschichtlicher Überblick

Wie die Sagen von Hüggel belegen (FLAKE 1976), ist das Wissen um die Vererzungen im Bereich des Hüggels und Silberberges sehr alt. Nach BÖDIGE (1906) wurden zunächst sulfidische Erze wegen ihres allerdings sehr geringen Silbergehaltes („Silberberg") abgebaut. Erste schriftliche Urkunden darüber stammen aus dem 12. Jahrhundert. Der Bergbau auf Sulfid-Erze wurde aber immer nach kurzer Zeit wegen Unrentabilität eingestellt. Letzte Abbauversuche in den Jahren 1867–1873 erfolgten durch die Zechen Aaron, Emma und Kronprinz der „Osnabrücker Zinkgesellschaft" (KOSMAHL 1971).
Vom Eisenerz-Bergbau am Hüggel stammen nach BÖDIGE (1906) erste Berichte aus dem 16. Jahrhundert. Größere Bedeutung gewann er erst in der Mitte des 19. Jahrhunderts, als die 1836 errichtete Eisenhütte in Beckerode (Hagen a. T.W.) den Abbau der Eisenerze in den Zechstein-Serien des Hüggels begann. 1856 wurden diese Hütte und ihre Erzfelder von dem neu gegründeten „Georgs-Marien-Bergwerks- und Hüttenverein" übernommen. Mit Inbetriebnahme der Georgsmarienhütte 1858 nahm der Abbau der Eisenerze am Hüggel sowohl über als auch unter Tage einen lebhaften Aufschwung. Wegen Erschöpfung der Lagerstätte wurde er um 1930 weitgehend eingestellt, aber erst 1966 endgültig aufgegeben.

4.2. Eisenerz

Am Hüggel wurden Eisenerz-Vorkommen entlang dem S-Rand des Berges auf ca. 4 km Erstreckung im Tiefbau und in den Tagebauen I bis III ausgebeutet. Der Tagebau IV lag zwischen Heidhorn Berg und Hüggel i.e.S., der Tagebau V zwischen Jägerberg und Hüggel i.e.S. (HARMS 1980: Abb. 5). Vererzt sind nur die rein kalkigen Ablagerungen der Unteren Zechstein-Zeit (Zechsteinkalk), während die tonigen und dolomitischen Zechstein-Schichten weitgehend frei von Eisenvererzung sind. Das unverwitterte Erzlager besteht aus Spateisenstein (erzführendes Mineral ist der Siderit = Eisenspat: $FeCO_3$), der in Oberflächennähe zum Brauneisenstein (erzführendes Mineral ist der Goethit: FeOOH) umgewandelt worden ist. Während sideritisches Erz nur im Tiefbau zwischen den Schächten Ida und Luise gewonnen werden konnte, wurde Brauneisenstein hauptsächlich in den Tagebauen Ia und Ib östlich vom Schacht Kielmannsegge abgebaut. In den Tagebauen II und III westlich dieses Schachtes stand überwiegend schwach vererzter „Zuschlagkalk" an. Kleinere Reicherz-Vorkom-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

men wurden hier fast nur durch die Tiefbausohle erschlossen (HARMS 1981: Abb. 15). Die Vererzung setzt direkt über dem Stinkkalk ein und beschränkt sich auf den Bereich des Zuschlagkalkes, zu dem es vom eigentlichen Erzlager seitlich wie auch nach oben fließende Übergänge gibt. Das Erzlager stellt also einen teils unregelmäßig geformten, teils schichtigen Körper innerhalb des Zuschlagkalkes dar. Während dieser z. B. an der Förderverbindung durch den **19** ehemaligen Tagebau IIb nur in seinen tiefsten Partien etwas stärker vererzt ist (goethitischer Kalkstein) und ein eigentliches Erzlager hier zu fehlen scheint, liegt der Zuschlagkalk etwa 150 m weiter östlich an einem vom Abbau verschonten **23** Felsvorsprung bis etwa 10 m unter seiner Oberkante als Brauneisenstein vor, der ein relativ mächtiges Erzlager bildet.

Der Zuschlagkalk ist hier z. T. deutlich lagenweise, z. T. mehr wolkig intensiv zu dunklem, rostbraunem, kalkfreiem, erdigem Brauneisenstein-Mulm verwittert. Im **21** ehemaligen Tagbau IV liegt der Zuschlagkalk im Bereich der Verwerfungsfläche, entlang der die Zechstein-Serien vom Karbon-Sandstein abgeschnitten werden, als durch geringen Hämatit-Gehalt (Fe_2O_3) kräftig rot gefärbter Brauneisenstein-Mulm vor. Mit zunehmender Entfernung von der Verwerfung nimmt der Erzgehalt rasch ab, und schon 10 m südlich von ihr steht nur schwach vererzter Zuschlagkalk an. Der Zuschlagkalk erhielt von den Bergleuten seinen Namen deshalb, weil er als „Zuschlag" beim Schmelzen von Eisenerz im Hochofen (zur Schmelzpunkterniedrigung und Schlackenbildung) benötigt und deswegen am Hüggel zusammen mit dem Eisenerz gefördert wurde.

Im Erzlager beträgt der Eisengehalt bis zu 45 % Fe (Reicherz), im Zuschlagkalk um 10 % Fe (Zusammenstellung von Analysen bei HARMS 1981: Tab. 2). In der gut 100jährigen Betriebsperiode wurden am Hüggel ca. 10 Mio. t Erz gefördert. Bauwürdige Reserven an Reicherz gibt es nicht mehr; vom „Zuschlagkalk" könnten noch etwa 3 Mio. t gewonnen werden (ZITZMANN 1978: 86).

Weitgehend einig sind sich die Bearbeiter über den metasomatischen Charakter der Vererzung: Auf Spalten aufdringende, hydrothermale Lösungen sind in die Karbonate der Unteren Zechstein-Zeit eingedrungen und haben selektiv in den rein kalkigen Partien Calcit ($CaCO_3$) durch Siderit ($FeCO_3$) verdrängt.

Unterschiedlich sind die Meinungen über die Herkunft der Fe-haltigen Lösungen und das Alter der Vererzung (Zusammenfassung bei STADLER 1971: 443–444). SCHREYER (1968: 80–82) nahm eine frühdiagenetische Metasomatose „als letzte Nachwirkung des magmatischen Geschehens im Ruhrkarbon" an und vermutete eine Vererzung noch während der Zechstein-Zeit. Dagegen sah STADLER (1971) einen ursächlichen Zusammenhang der Vererzung („karbonatische Hauptphase") mit dem Aufdringen des Bramscher Plutons und leitet so ein oberkreidezeitliches Alter der Metasomatose ab (STADLER & TEICHMÜLLER 1971).

4.3. Schwerspat und sulfidische Erze

Schwerspat, Zinkblende und Bleiglanz kommen auf Klüften, in Nestern und als Gangfüllungen besonders in den Zechstein-Gesteinen vor. Baryt-Gänge konnten aber auch im **35** Karbon-Sandstein des Domprobst-Sundern beobachtet werden. LOTZE (1954) berichtete von „mit Bleiglanz gefüllten Klüften" in quarzitischem Sandstein des Keupers (Rät), der durch die Bohrung Hüggel II an der Basis der Silberberg-Großheide-Scholle angetroffen wurde.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Buntmetall-Erze wurden u. a. am Silberberg, Roten Berg und Domprobst-Sundern erschürft. Zahlreiche alte Pingen zeugen dort noch heute von diesen Arbeiten. Die Zechen Aaron und Kronprinz förderten aber zusammen nur 1150 t Buntmetallerze (KOSMAHL 1971 : 46). Nennenswerte Reserven sind nicht bekannt.

In den ehemaligen Tagebauen am Hüggel können in den Serien der Unteren Zechstein-Zeit, die durch die Eisen-Metasomatose vererzt sind, Barytgänge gefunden werden. Sie kommen auch in der darüberliegenden Großbrekzie vor, in der sie mitverstürzt sind.

Die Zechstein-Serien des Plattigen und Massigen Dolomites im **4** Steinbruch am Silberberg zeigen zahlreiche Gänge und Nester mit Schwerspat. Untergeordnet treten Bleiglanz und Zinkblende auf. Durch die Überschiebungstektonik sind die Gänge schichtparallel entlang Trennflächen von Dolomitsteinbänken zerschert (Abb. 15).

Bemerkenswert ist der Zusammenhang zwischen Auftreten von Sulfiderzen und Metallgehalt des Grundwassers (LILLICH 1971). In einigen Brunnen im Silberberg-Gebiet ist der Bleigehalt so hoch (über 100 ppb), daß ihr Wasser keine Trinkwasserqualität erreicht. Auch der Zinkgehalt ist z. T. sehr hoch (500 ppb), aber noch nicht gesundheitsschädlich. Örtlich wird die Vegetation durch die Vererzung des Untergrundes beeinflußt. KOCH (1932) beschrieb vom Silberberg verschiedene „Galmeipflanzen" („Galmei": alte Bezeichnung für Zinkerze), deren Auftreten an erhöhten Schwermetallgehalt des Bodens gebunden ist.

SCHREYER (1968) sah in dieser Vererzung einen von der Eisen-Metasomatose unabhängigen und zeitlich getrennten Vorgang. An varistisch angelegten und saxonisch wiederbelebten Störungen konnten im Bereich der Karbon-Horste „polysulfidische Lösungen aufdringen und im Oberflächenbereich Schwermetallsulfide und Baryt gleichzeitig ausfällen" (SCHREYER 1968 : 127). Ein Zusammenhang mit der Intrusion des Bramscher Plutons ist nach SCHREYER (1968) möglich. Die Mobilisation der thermalen Lösungen soll an der Wende Kreide/Tertiär erfolgt sein.

Auch STADLER (1971) sah hydrothermale Lösungen, die auf durch Zerrungstektonik angelegten Klüften emporstiegen, als Ursache dieser Mineralisation an. Er hielt sie allerdings für eine der „karbonatischen Hauptphase" (Eisen-Metasomatose) unmittelbar folgende „sulfidische Nachphase", die mit dem Aufdringen des Bramscher Plutons während der Oberkreide-Zeit im Zusammenhang steht.

Absolute Altersbestimmungen nach den Blei-Isotopenverhältnissen von Bleiglanz in Zechstein-Gesteinen ergaben unterschiedliche Alter (LENZ in HOFFMEISTER & SIMON & STEIN 1972 : 78–82): Während eine Probe vom Hüggel ein Modellalter von 160 ± 40 Mio. Jahren (Oberjura- bis Unterkreide-Zeit) ergab, erbrachte eine Probe vom Schafberg ein Modellalter der Vererzung von 310 ± 40 Mio. Jahren (Karbon-Zeit).

5. Kreidezeitliche Gesteine in Dolinen nördlich des Hüggels

In der Großbrekzie im Bereich der Tagebaue nördlich des Hüggels sind von HAACK (1926 : 38–39; 1935a : 35–36, 46) Dolinen beschrieben und in der GK 25 Hasbergen (1934) verzeichnet worden. Nach HAACK (1935a) handelt es sich bei den Füllungen der Dolinen um fragliche tertiärzeitliche Sande, kaolinisiertes Buntsandstein-Material und kreidezeitliche Tone und Sandsteine.

BRÜNING (1978 : 16–17) berichtete über solch ein Vorkommen am Roten Berg. Dort

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

finden sich mindestens 5 m mächtige, helle Mittelsande möglicherweise pliozänen Alters.

In der **25** N-Wand des ehem. Tagebaues IIa wurden Gesteine der Unterkreide gefunden. HAACK (1909 : 477) beschrieb dieses noch heute aufgeschlossene Vorkommen zunächst als Füllung einer „Kluft im Zechstein". Später wurde dann das Kreide-Vorkommen von HAACK (1926; 1935a : 46) als Dolinenfüllung erkannt. In der auf etwa 50 m Länge angeschnittenen Doline finden sich schüsselförmig in die Zechstein-Gesteine eingesenkt heller Ton und Siltstein und stark angewitterter Osningsandstein. Der Osningsandstein ist teilweise in sich zersetzt und zu Sand verwittert, doch fanden sich einige Meter große mehr oder weniger intakte Schollen, die eindeutig als Osningsandstein zu erkennen sind. Auffallend sind zahlreiche Harnisch-Streifungen, die das Gestein durchziehen. HAACK (1909 : 477, 509) fand hier „*Belemnites* sp" und *Lima ferdinandi* WEERTH. Seitlich und nach unten wird der Osningsandstein von weißlichem, hellgrauem, z. T. rötlich marmoriertem, plastischem Ton unterlagert, der teilweise von dünnen Siltsteinlagen durchzogen wird. An einigen Stellen enthält der weißliche Ton cm-große Einschlüsse von grauen Tonlinsen, die noch die ursprüngliche Gesteinsfarbe zeigen dürften. Am östlichen Dolinenrand konnte neben diesem hellen Ton noch dunkelgrauer, sandiger Ton erschürft werden, der in einer Mikroprobe zahlreich *Ammodiscus* sp. und *Ammobaculites* sp. enthielt. Neben diesen nicht leitenden Foraminiferen ergaben die restlichen 19 Mikro- und 15 Pollenproben keinen Befund, der eine stratigraphische Einstufung zuließe. Eine röntgenographische Untersuchung zeigte einen deutlich höheren Kaolin-Gehalt der weißlichen Tone und Siltsteine gegenüber den dunkleren, was auf die stärkere Verwitterung zurückzuführen ist.

HAACK (1909 : 477) scheint diese Tone und Siltsteine für verwittertes Gestein der Buntsandstein-Zeit zu halten. Es dürfte sich aber um Ablagerungen der Unterkreide- oder Tertiär-Zeit handeln. Auf jeden Fall muß der Osningsandstein hier – von einer nur wenige Meter mächtigen tonig-siltigen Zwischenlage getrennt – schon vor dem Einbruch in die Doline, der ihn vor späterer Abtragung bewahrte, auf Zechstein-Gestein gelegen haben.

Für die tertiärzeitlichen Ablagerungen in den Dolinen kann angenommen werden, daß die direkt auf die schon vorher durch Abtragung freigelegten Zechstein-Gesteine sedimentiert wurden und ihre Erhaltung dem Einsturz in die Dolinen verdanken. Bei den kreidezeitlichen Gesteinen in den Dolinen scheint dagegen ein tektonischer Kontakt der Kreide-Serien auf Zechstein-Schichten vorzuliegen. Es gibt keine Hinweise darauf, daß im Arbeitsgebiet Serien der marinen Unterkreide auf Buntsandstein- oder gar Zechstein-Gesteinen abgelagert wurden.

Nach HAACK (1926; 1935a : 46) liegen Wealden-Gesteine im westlichen Teutoburger Wald „ganz normal" auf Malm-Serien. Die Gesteine der marinen Unterkreide (Valangin, Osningsandstein) wurden dagegen örtlich auf Lias- (MALZAHN 1960 : 230, Bohrung Iburg 2) und Dogger-Ablagerungen sedimentiert („Frühneocome Gebirgsbildung"). Eine Transgression des Unterkreide-Meeres auf präjurassische Gesteine wurde in diesem Raum nirgends beobachtet. In diesem Fall hätten am Übergang Wealden/marine Unterkreide über 1500 m Gesteine der Trias- bis Jura-Zeit abgetraben werden müssen. Ähnlich argumentierte auch KELLER (1974 : 80).

Die intensive Zerrüttung und das Auftreten von Harnischflächen im Osningsandstein zeigen eine starke tektonische Beanspruchung an. Zusammen mit der Heidberg-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Jägerberg-Scholle (Kap. 6.4.3.) dürften diese Kreidevorkommen durch Versturz in Dolinen erhalten gebliebene Erosionsreste einer Schub- oder Gleitdecke sein (Kap. 7.).
Die übrigen auf der GK 25 Hasbergen (1934) eingezeichneten Dolinen sind heute nicht mehr auffindbar bzw. durch den Bergbau zerstört worden.

6. Geologisch-tektonische Baueinheiten

6.1. Hüggel-Horst

Der Hüggel-Horst ist an seiner S-Seite am weitesten gehoben worden. Die Sprunghöhe gegenüber dem südlichen Jura-Vorland beträgt etwa 1000 m, während sie an der NW-Seite maximal 700 m ausmacht (Abb. 23b).
Die ältesten am Hüggel zutage tretenden Schichten gehören dem Oberkarbon (Westfal D) an. Wie auch die sich nach N anschließenden Serien des Zechsteins und Buntsandsteins streichen sie in E-W- bis SE-NW-Richtung.
Eine E-W verlaufende antithetische Verwerfung trennt innerhalb des sonst relativ einfach aufgebauten Horstes den Heidhorn Berg gegenüber dem Hüggel (i.e.S.) ab. Diese mit ca. 50° nach S einfallende und mit Harnischstreifungen überzogene Abschiebungsfläche ist an der **21** u. **28** N-Wand des ehem. Tagebaus IV gut erschlossen (Harms 1980:48, 54). An ihr ist die südliche Scholle so weit abgesunken, daß sich auf ihr ein nach E auslaufender Keil mit Zechstein-Gesteinen erhalten hat. Eine etwa N-S streichende Querverwerfung ist an der **15** W-Wand des ehem. Tagebaues IIb und an der **11** E-Wand des ehem. Tagebaues IIIa aufgeschlossen. Auf der annähernd senkrecht stehenden Fläche finden sich teils horizontal **11**, teils vertikal **15** verlaufende Harnische. Sie durchziehen die Großbrekzie und zeigen dadurch, daß die Anlage der Verwerfung jünger ist als die Bildung des Residualgebirges (vgl. Kap. 3.2.6.).
Das Alter der tektonischen Vorgänge wird zusammenfassend in Kap. 8. behandelt.

6.2. Randstaffel südlich des Hüggel-Horstes

Entlang der im Gelände relativ gut verfolgbaren südlichen Randverwerfung des Hüggel-Horstes zieht sich eine maximal 250 m breite Zone aus Zechstein- und Trias-Gesteinen. Innerhalb dieser Randstaffel fallen die annähernd E-W streichenden Schichten nach S ein und sind an zahlreichen synthetischen Abschiebungen und an Querstörungen versetzt. Häufig sind die Schichtmächtigkeiten tektonisch reduziert. Teilweise fehlen ganze Schichtglieder völlig.
Die **30** N-Wand des ehem. Tagebaues Va wird durch die südliche Randverwerfung des Hüggel-Horstes gebildet. Diese WSW-ENE streichende Abschiebungsfläche fällt mit ca. 70° nach S ein und ist von senkrecht verlaufenden Harnischen überzogen. An ihr ist der Hüggel-Horst gegenüber einer ca. 100 m breiten Scholle aus flachlagerndem Karbon-Sandstein und Kalken des Unteren Zechsteins versetzt worden. Nach S schließt sich dieser Scholle ein etwa 100 m breiter Komplex aus durch synthetische Verwerfungen zerstückelten Teilschollen an, die (von N nach S) aus Gesteinen des Unteren Zechsteins, Buntsandsteins und Muschelkalks bestehen (Abb. 10).

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

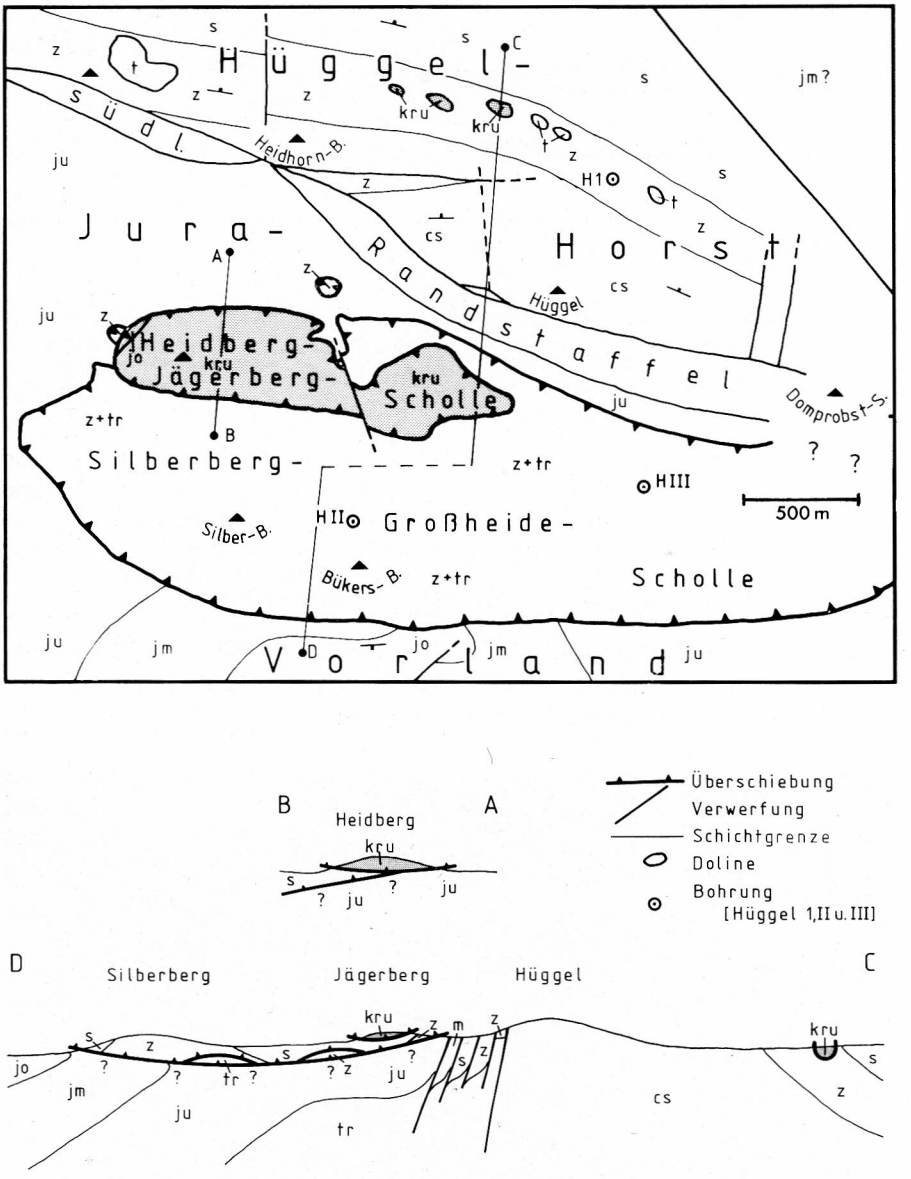


Abb. 9: Tektonische Übersichtskarte des südlichen Hüggel-Vorlandes.
Signa (auch für Abb. 10, 12 u. 23):

- y: Halde
- t: Tertiär
- kru: Unterkreide
- jo: Malm
- jm: Dogger
- ju: Lias
- m: Muschelkalk
- mu: Unterer Muschelkalk
- s: Buntsandstein
- tr: Trias (ungegliedert)
- z: Zechstein
- cs: Oberkarbon

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

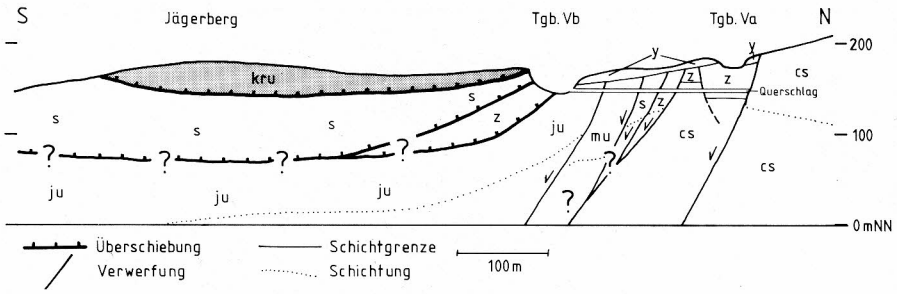


Abb. 10: Schnitt durch den S-Rand des Hüggelhorstes; im Bereich des Querschlages vom ehem. Tagebau Va zum ehem. Tagebau Vb ergänzt nach den Angaben von BÖDIGE (1906) und HAACK (1909); Signa: s. Abb. 9.

Dieser Schollen-Komplex wurde durch den ehem. Querschlag vom Tagebau Va zum Tagebau Vb (STOCKFLETH 1894 : 172–173; BÖDIGE 1906 : Fig. 4; HAACK 1909 : 523–524) und den ca. 400 m weiter östlich verlaufenden „Mathilden-Stollen" (= „Querschlag zum Südhüggel" – HAACK 1909 : 524–525; 1935 : Abb. 2) gut erschlossen und in Abb. 10 dargestellt.

Die Lagerungsverhältnisse innerhalb der Randstaffel lassen sich in dem **32** aufgelassenen Steinbruch „Südhüggel" („Silbersee") gut beobachten (NIENHAUS 1953: 65–69). Die E-W streichenden Muschelkalk-Gesteine fallen mit 30° (im S-Teil des

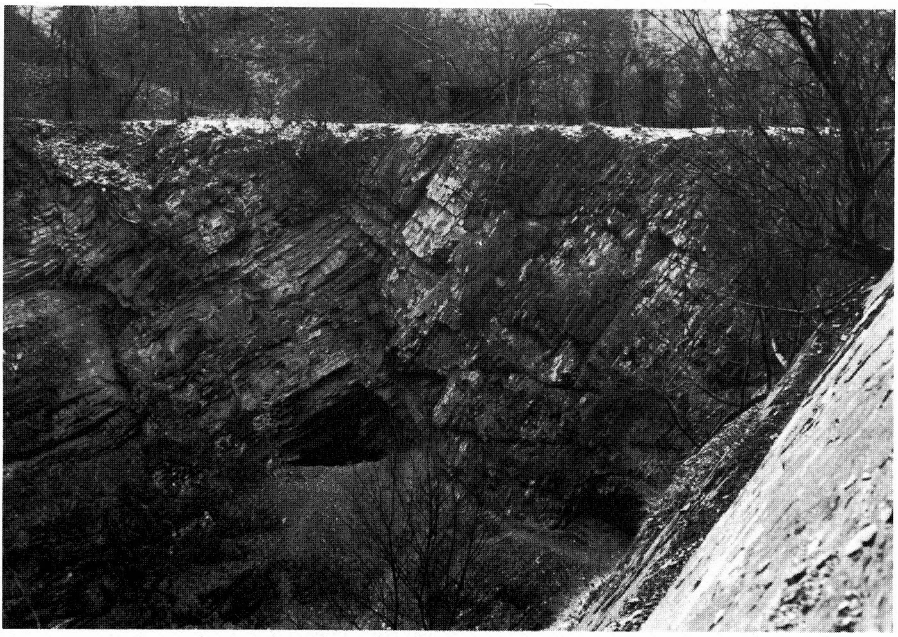


Abb. 11: Steil nach S einfallende Schichtfolgen der Unteren Muschelkalk-Zeit im Bereich der südlichen Randstaffel des Hüggels (vgl. NIENHAUS 1953: Abb. 16). **32** E-Wand der Förderverbindung durch den ehemaligen Steinbruch „Südhüggel", Jan. 1980.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Bruches) bis 70° (im N-Teil) nach S ein (Abb. 11). Sie werden durch 100–135° streichende und steil nach S einfallende Verwerfungen in einzelne, wenige Meter breite Streifen zerlegt, an denen die Schichtglieder treppenartig nach S abgesunken sind (NIENHAUS 1953 : Abb. 12). In diesem Steinbruch besitzt der Untere Muschelkalk annähernd normale Mächtigkeit. Die übrigen Schichtglieder der Trias sind tektonisch auf wenige Meter Mächtigkeit reduziert oder fehlen völlig.

6.3. Jura-Vorland

An die Randstaffel des Hüggel-Horstes schließt sich nach S ein Gebiet an, das (von N nach S) aus Lias-, Dogger- und Malm-Gesteinen aufgebaut wird. Auf diesem sog. Jura-Vorland „schwimmen" zwei allochthone Schollen: Silberberg-Großheide-Scholle und Heidberg-Jägerberg-Scholle (Kap. 6.4.).
Mangels geeigneter Aufschlüsse ist über die Lagerungsverhältnisse im Jura-Vorland wenig bekannt: Im Randbereich des Hüggel-Horstes bzw. seiner Randstaffel fallen die Lias-Serien nach S ein. Weiter im S liegen sie dann vermutlich relativ flach, bis sie bei Annäherung zum Wilkenbachtal wieder steiler nach S abtauchen und sich über den Lias-Gesteinen die Dogger- und Malm-Serien einstellen. Am Martiniberg fallen Malm-Kalke mit etwa 50° nach S ein. Im Bereich des Wilkenbachtals werden sie nach der GK 25 Lengerich (1934 : Profil C-D-E) von einer vermutlich in Talrichtung verlaufenden Störung abgeschnitten.
Unterhalb der Silberberg-Großheide-Scholle bzw. der Heidberg-Jägerberg-Scholle scheinen sich diese Lagerungsverhältnisse fortzusetzen. Wenn man von der flachen Überschiebungsbahn der autochthonen Schollen absieht, gibt es keine Hinweise auf größere Störungen, die das Jura-Vorland durchziehen. Nach den Vorstellungen von NIENHAUS (1953) und KELLER (1974) ist unterhalb der Silberberg-Großheide-Scholle eine etwa E-W verlaufende, bedeutende Störungszone zu vermuten (Kap. 6.4.1.). Für eine derartige Zone lassen sich keine Belege finden. Auch sollte man annehmen, daß sich diese Störungszone noch westlich der Silberberg-Großheide-Scholle in das Jura-Vorland fortsetzt. Hierfür gibt es weder morphologische noch geologische Hinweise.

6.4. Allochthone Schollen im südlichen Hüggel-Vorland

Silberberg-Großheide-Scholle = S-G-S
Heidberg-Jägerberg-Scholle = H-J-S

6.4.1. Ältere Untersuchungen und ihre Ergebnisse

HAACK (1935a : 44–47, 1941 : 113, Abb. 34) faßte die S-G-S als weniger gehobene und geringfügig nach S überschobene S-Flanke eines Sattels auf. Seine N-Flanke stellt der Hüggel-Horst dar. Er hielt die Randstaffel südlich des Hüggel-Horstes – die H-J-S und den schmalen Lias-Streifen dazwischen – für Teile eines grabenartigen Einbruchs in der Achse des Sattels.
HAACK (1926; 1935a : 46) sah in der H-J-S und den Kreide-Vorkommen in den Dolinen nördlich des Hüggels Reste einer „abgescherten Decke".

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

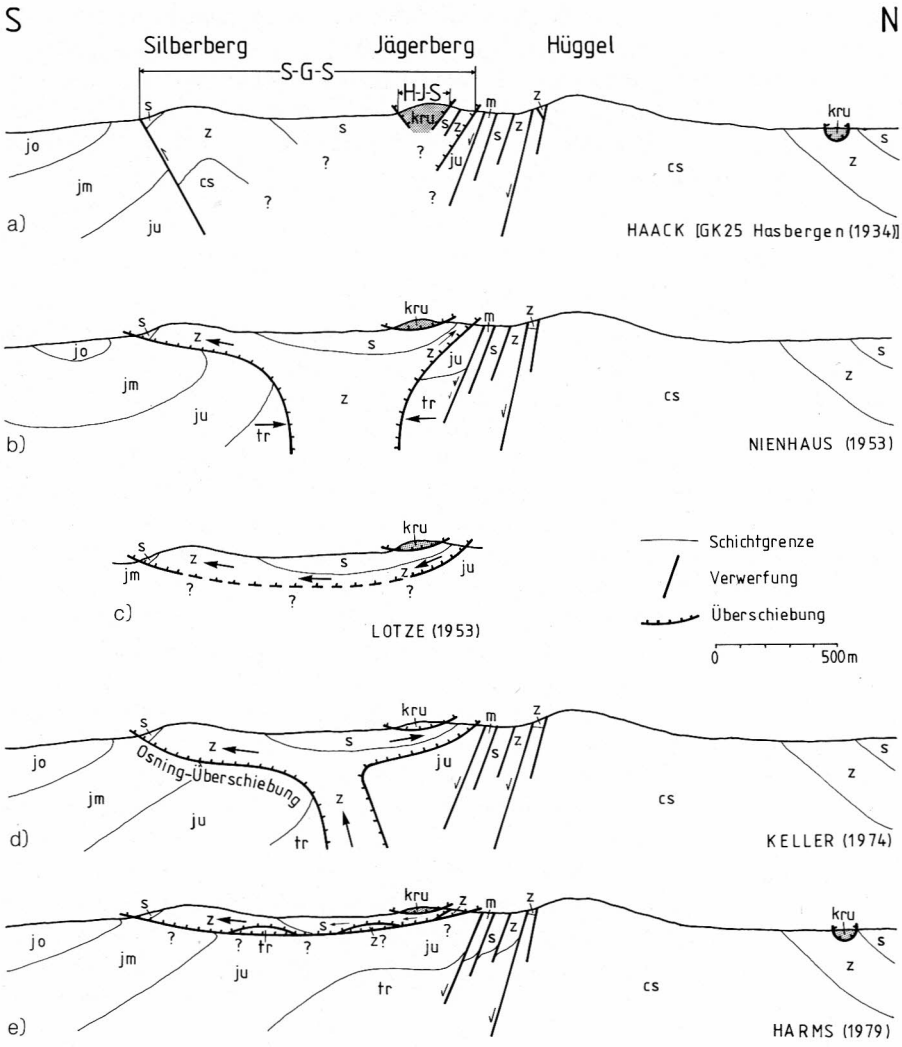


Abb. 12: Vereinfachte Querprofile durch das Arbeitsgebiet nach verschiedenen Bearbeitern (Signa: s. Abb. 9).

a) nach HAACK (GK 25 Hasbergen 1934: Schnitt C–D)
S-G-S als überschobene S-Flanke eines Sattels; H-J-S und Dolinen nördl. des Hüggels als Reste einer „abgescherten Decke"; H-J-S und nördlich anschließender Streifen aus Lias- und Trias-Gesteinen sind grabenartig in der Sattelachse eingebrochen

b) nach NIENHAUS (1953 : Abb. 44)
S-G-S als „autochthone Klippe": eine durch seitliche Pressung „von ihrer Unterlage abgequetschte" Scholle; danach Entstehung der H-J-S als Abscherdecke.

c) nach LOTZE (1953 : 92)
S-G-S hat sich „zungenförmig" zwischen die ehemals „auf dem Jura transgressiv auflagernde Unterkreide" der H-J-S untervorgeschoben; Sonderfall einer Salztektonik.

d) nach KELLER (1974 : Abb. 3)
S-G-S als Dach eines Zechstein-Diapirs; H-J-S als Abscherdecke.

e) S-G-S, H-J-S und Dolinen nördl. des Hüggels als allochthone Schollen; Entstehung durch Schub- oder Gleitdeckentektonik; S-G-S stammt aus dem Dachbereich des Hüggel-Horstes.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Schon HAACK (1935a; s. a. HAARMANN 1914) vermutete ein Einfallen der südlichen Randverwerfung der S-G-S „bergwärts", d. h. nach N. Er führte dies auf den „girlandenartig" geschwungenen Verlauf der Randverwerfung und die nach S überkippten bzw. saigerstehenden Trias-Schichten zurück (vgl. Kap. 6.4.2.). Die nördliche Begrenzung der S-G-S beschrieb er als „scheinbare Überschiebung" auf Lias-Gesteine.
HAACK (1926) erkannte die „ungewöhnliche" Auflagerung der Kreide-Serien der H-J-S auf Buntsandstein. Ihm war auch die extreme Zerrüttung der Kreide-Gesteine und die vielen Harnischflächen im Osningsandstein aufgefallen.

NIENHAUS (1953 : 70–77) deutete die S-G-S als „autochthone Klippe": durch seitliche Pressung wird sie gehoben und von ihrer natürlichen Unterlage ganz oder teilweise abgeschert. Zechstein-Salze können als Gleitmittel gedient haben. Später soll die H-J-S als Abscherdecke von NE auf die S-G-S geschoben worden sein.

NIENHAUS (1953) konnte u. a. durch einen Schurf unmittelbar südlich vom **31** ehem. Steinbruch 150 m NE der Höhe 149 eine flache Überschiebung der Zechstein-Serien der S-G-S auf Jura-Gesteine nachweisen. Ein Schurf am **27** Jägerberg bewies die flache Auflagerung von Kreide-Serien der H-J-S auf Buntsandstein-Gesteinen der S-G-S.

LOTZE (1953) sah in der S-G-S Reste eines „lakkolithischen Salinarintrusivkörpers", der sich zwischen Jura-Gesteinen und Kreide-Serien der H-J-S eingeschoben haben soll. Als „Wurzelzone" des Salzkörpers vermutete er das Dach des Hüggel-Horstes oder den Bereich seiner südlichen Randstaffel.

Bohrung Hüggel II

0 – 0,8 m Quartär
– 15,0 m Dolomit des Oberen Zechsteins
– 30,2 m Auslaugungsgebirge des Oberen u. Mittleren Zechsteins
– 33,0 m im wesentlichen Kalk, meist dolomitisch (Muschelkalk?)
– 33,6 m Tonplatten (Oberer Muschelkalk) sehr gestört
– 39,0 m Rät

– 63,1 m Jura, zuoberst wohl Lias im übrigen offenbar tieferer Dogger

Bohrung Hüggel III

0 – 35,0 m Dolomit (Oberer Zechstein)
– 53,0 m Rauchwacken, Zellendolomit etc. (Oberer bis Mittlerer Zechstein)
– 57,0 m Gips (wohl Mittlerer Zechstein)
– 76,0 m Anhydrit (wohl Mittlerer Zechstein)
– 80,0 m Gips (wohl Mittlerer Zechstein)
– 82,0 m Mittlerer Keuper: Gipskeuper
– 89,0 m Mittlerer Keuper: Steinmergelkeuper
– 92,0 m Rät

– 102,0 m Jura, und zwar offenbar Oberer Lias

Tab. 3: Schichtprofil der Bohrungen Hüggel II und III im Bereich der Silberberg-Großheide-Scholle (LOTZE 1953).
Die ungefähre Lage der Bohrungen ist aus Abb. 9 ersichtlich.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Durch die Ergebnisse der Bohrungen Hüggel II und III konnte LOTZE (1953) den Nachweis von Jura-Tonsteinen unter einer durchgehenden, flachen Überschiebungsfläche der S-G-S erbringen[5]. Die an der Basis und am S-Rand der S-G-S auftretenden Schollen aus Trias-Gesteinen sollen durch das aufdringende Salz mitgeschleppt, ausgewalzt und z. T. überkippt worden sein.

KELLER (1974 : 78–81) nahm für die Entstehung der S-G-S einen „aufdringenden Salzkörper mit Buntsandsteinhaube" als Ursache an. Dieser Salzkörper soll entlang der „Osning-Überschiebung" aufgestiegen sein. Ob KELLER (1974) einen Zusammenhang zwischen der Bildung der S-G-S und der von ihm als „abgescherte Unterkreidedecke" (im Sinne von NIENHAUS 1953) gedeuteten H-J-S sieht, ist unklar.

In Analogie zum Schafberg-Horst vermutete KELLER (1974), daß die „Osning-Überschiebung" unmittelbar südlich des Hüggel-Horstes unter der S-G-S liegt.
KELLER (1974 : 80) wies darauf hin, daß die Annahme einer sedimentären Auflagerung der Unterkreide-Gesteine der H-J-S auf die Ablagerungen des Jura-Vorlands bzw. der S-G-S (s. LOTZE 1953) „an der gleichzeitigen Anwesenheit von Wealden und Serpulit scheitert".

6.4.2. Silberberg-Großheide-Scholle (= S-G-S)

Die Begrenzung der S-G-S ließ sich bis auf ihren östlichsten Teil durch Kartierung recht gut festlegen. Im Gebiet des Domprobst-Sundern und des auf die GK 25 Osnabrück (1930) entfallenden Anteils der S-G-S ist dies z. Z. noch nicht möglich. Am S-Rand der S-G-S treten neben Zechstein- und Buntsandstein-Gesteinen kleinere Vorkommen saigerstehender bzw. überkippter Schichtfolgen des Muschelkalks und Keupers auf: **16** SW-Hang des Bükersberges, **34** 400 m E vom Hof HARTMEIER und **36** NW-Hang des Holzhauserberges. Es handelt sich hierbei um an der Basis der S-G-S mitgeschleppte, überschobene und nach S überkippte Gesteinsschollen. Sie zeigen eine Relativbewegung der S-G-S- gegenüber ihrer Unterlage von N nach S an. Auf andersgeartete Lagerungsverhältnisse deuten die Buntsandstein-Gesteine am S-Rand der S-G-S im Gebiet des Silberberges hin: Die nach S einfallenden Buntsandstein-Serien bilden die S-Flanke des „Silberberg-Sattels". Der Sattelkern besteht aus Zechstein-Gesteinen, die am Kamm des Silberbergs zu Tage treten. Die Sattelachse verläuft in E-W-Richtung und taucht im westlichen Teil der Struktur im Bereich des **4** Steinbruchs am Silberberg nach W ab. BRÜNING (1978 : 25, Profil A-B) wies auf eine nach S gerichtete Überschiebung in der nördlichen Flanke des Sattels hin. Bei Wegebaumaßnahmen konnten im Herbst 1979 in diesem Bereich am **10** N-Hang des Silberberges stark gestörte Buntsandstein-Serien beobachtet werden, deren Lagerungsverhältnisse diese Annahme bestätigten (Abb. 13).
Im **4** Steinbruch der Fa. SCHÖNHOFF am Silberberg fallen die Zechstein-Serien (Plattiger und Massiger Dolomit) mit 10–15° nach NW ein. Die Schichten zeigen in der SE-Wand südlich des alten Stollens (Abb. 14) auf etwa 20 m Erstreckung intensive

[5] Dieser Befund wurde von einer im Frühjahr 1980 niedergebrachten Wasserbohrung am S-Rand der S-G-S direkt oberhalb des **9** alten Zechstein-Steinbruchs am S-Hang des Silberberges bestätigt. Sie durchteufte ca. 45 m unter Gelände die Zechstein-Serien und traf darunter dunklen Tonstein der Jura-Zeit an. Bei einer Teufe von 59 m unter Gelände wurde die Bohrung eingestellt. Einzelheiten werden nach Abschluß der Untersuchungen veröffentlicht.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

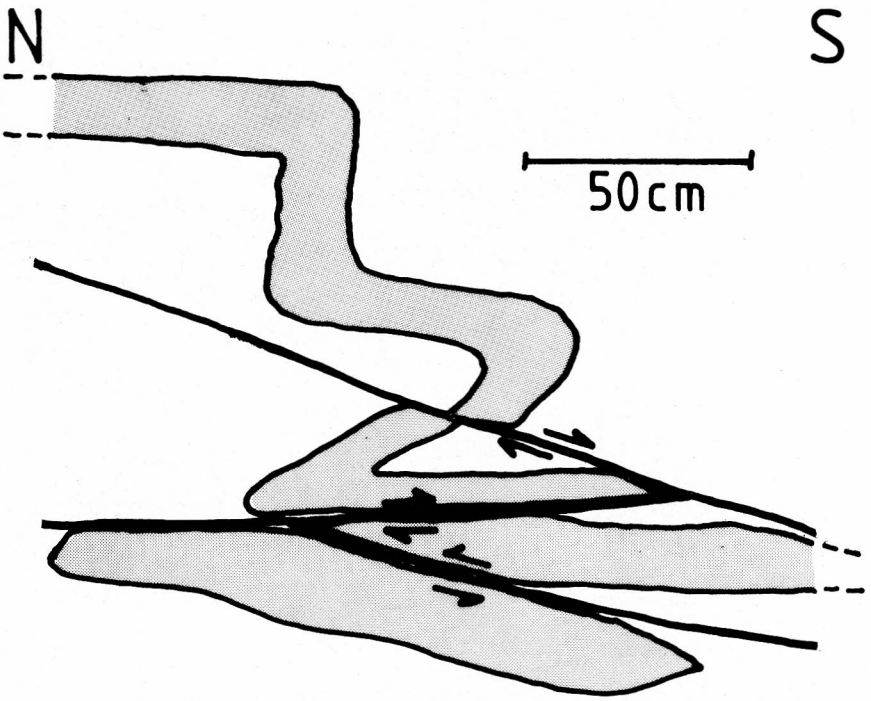


Abb. 13: Intensiv gefaltete, gelb-graue Kalksandsteinbank im rötlichen Tonsiltstein der Buntsandstein-Zeit.
10 Weganschnitt am N-Hang des Silberberges, Juli 1979.

Verfaltung, die wohl nicht auf mögliche Subrosion von zechsteinzeitlichem Sulfatgestein bzw. Nachbrechen des Deckgebirges zurückgeführt werden kann. Die Faltenbildung ist selektiv auf verschiedene Horizonte des Plattigen Dolomits beschränkt. Die einzelnen Faltungsbereiche lassen sich einer mit etwa 40–60° nach N einfallenden Zone zuordnen. Die Falten zeigen meist z-förmigen Querschnitt. Sie sind teilweise deutlich nach S überkippt und/oder entlang der Faltenachsen-Ebene bzw. in den liegenden Faltenflanken aufgerissen und geringfügig nach S überschoben worden.
Der gleiche, nach S gerichtete Überschiebungssinn deutet sich auch an zerrissenen Schwerspat-Klüften im Plattigen Dolomit an (Abb. 15; STADLER 1971 : 466, Abb. 10). Diese Klüfte wurden entlang Trennflächen einzelner Bänke versetzt und die hangenden Bänke gegenüber den liegenden nach S verschoben. Nach STADLER (1971 : 457–458) ist die Schwerspat-Vererzung an Zerrungstektonik gebunden. Die Anlage dieser Klüfte muß demnach älter sein als die Überschiebungstektonik.[6]

[6] Die durch den fortschreitenden Abbau neu aufgeschlossenen Teile des **4** Steinbruchs am Silberberg lassen es heute nicht mehr ausgeschlossen erscheinen, daß zumindest ein Teil dieser tektonisch gedeuteten „Überschiebungen" auf Subrosionsvorgänge an der Basis der S-G-S zurückzuführen sind.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

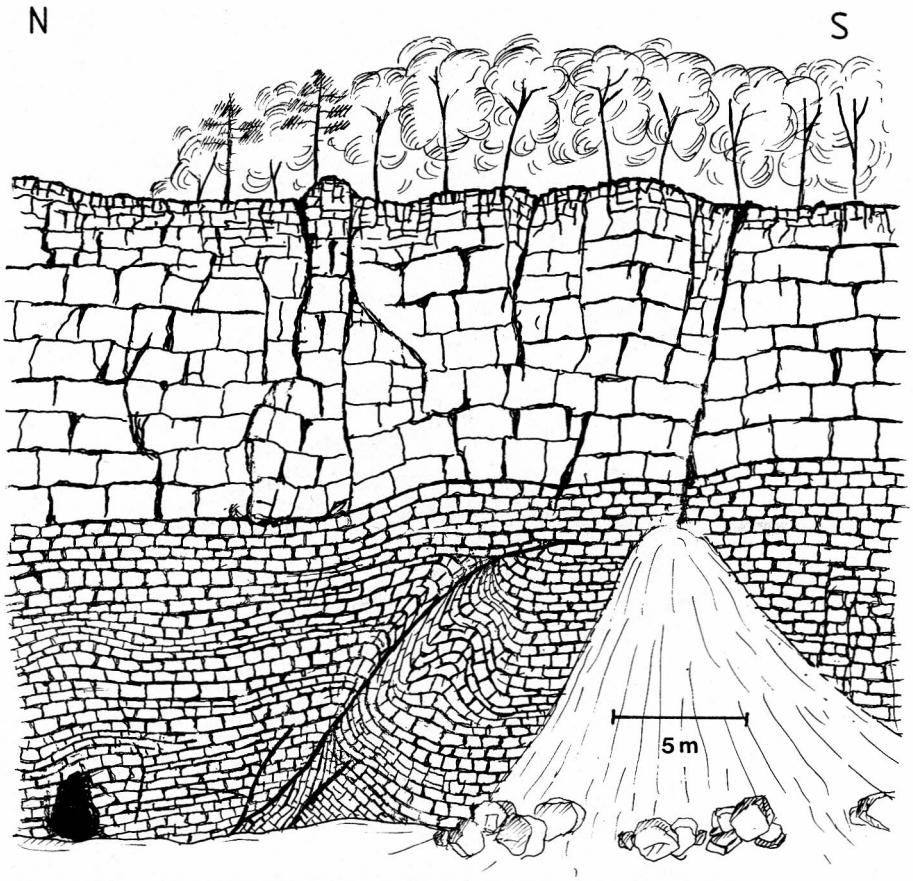


Abb. 14: Überlagerung des Plattigen Dolomites durch den Massigen Dolomit. Der Plattige Dolomit zeigt eine als Überschiebung (nach S) gedeutete Störungszone (schematisiert). Links unten ist ein auf den ehemaligen Bergbau zurückzuführender Stollen zu sehen.
4 SE-Wand des Steinbruches am Silberberg, April 1979 (Zeichnung: T. JUNKER, Hannover).

Der Silberberg-Sattel wird nach unten durch die Überschiebungsfläche der S-G-S abgeschnitten. Kartierung und Bohrergebnisse von BRÜNING (1978) zeigten, daß an beiden Sattelflanken Buntsandstein-Serien auf Jura-Gesteinen lagern. So scheint z. B. an der nördlichen Sattelflanke ein etwa 350 m breiter Streifen aus Buntsandstein-Serien ohne Zwischenschaltung von Zechstein-Karbonaten direkt auf Jura-Schichtfolgen zu liegen. NIENHAUS (1953 : Abb. 44), LOTZE (1953) und KELLER (1961 : Abb. 3) nahmen an, daß die gesamte Basis der S-G-S – von kleinen überschobenen Trias-Schollen abgesehen – von Zechstein-Serien gebildet wird.
Die kleinen Vorkommen von Zechstein-Gesteinen am **2** u. **3** NW-Hang des Heidbergs (BRÜNING 1978 : 26) und **18** nördlich des Jägerbergs, ca. 150 m SE des Hofes HEHMANN bzw. im **29** ehem. Tagebau Vb (s. u.) sind überschobene und vollständig isolierte Schollen an der Basis der S-G-S, die vermutlich nicht mit den Zechstein-Serien des Silberberg-Sattels in Verbindung stehen.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

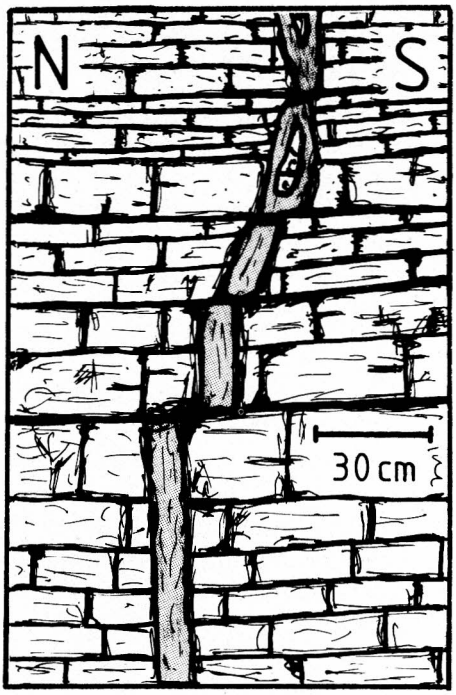


Abb. 15: Durch horizontale Bewegung entlang der Trennflächen von Dolomitbänken zerscherte Schwerspat-Kluft im Plattigen Dolomit (Oberer Zechstein) **4** SE-Wand des Steinbruchs am Silberberg, ca. 10 m nördl. des alten Stollens (s. Abb. 14), April 1979.

Während sonst nur Gesteine des Mittleren und Oberen Zechsteins in der S-G-S auftreten, wurden in dem **29** ehem. Tagebau Vb vererzte, geringmächtige Karbonate des Unteren Zechsteins abgebaut. Reste davon können im E-Teil des alten Tagebaus zwischen Buntsandstein-Serien im Hangenden und Lias-Tonstein im Liegenden beobachtet werden (Abb. 10). Nach W keilen die Gesteine des Unteren Zechsteins innerhalb des Tagebaus aus. An ihre Stelle treten brekziöse Serien des Mittleren und Oberen Zechsteins zwischen die Ablagerungen des Buntsandsteins und Lias.

Dieses Vorkommen von Gesteinen des Unteren (präsalinaren) Zechsteins in der S-G-S spricht nicht zwangsläufig gegen eine Beteiligung von Zechstein-Salzen bei der Genese der Scholle. Wie Untersuchungen am Solling (Elfas-Achse) von HERRMANN & HINZE & STEIN (1967) ergaben, können unter besonderen Umständen präsalinare Serien von dem Salzaufstieg erfaßt werden.

Nach STOCKFLETH (1894 : 174) betrug die Mächtigkeit der Zechstein-Karbonate im Tagebau Vb nur etwa 10 m. Er wies darauf hin, daß dies Vorkommen scheinbar „der Teufe zu allmählich auskeilt" und „die Lagerung vollständig gestört" ist. Beides bestätigt die Deutung einer lokalen, isolierten Scholle aus Zechstein-Gesteinen an der Basis der S-G-S.

Da die Fe-Metasomatose (Kap. 4.2.) im Tagebau Vb nur die Karbonate des Unteren Zechsteins und nicht die Kalke des Muschelkalks unmittelbar nördlich davon erfaßte, ist es wahrscheinlich, daß diese Vererzung älter ist als die Bewegungen, die die Zechstein-Folgen in ihre heutige Position brachten.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Die chemisch-mineralogisch gleichartigen Muschelkalk-Gesteine müßten für die Fe-Metasomatose genauso gut geeignet gewesen sein wie die Kalke des Unteren Zechsteins. Sie zeigen aber (z. B. im **32** Steinbruch „Südhüggel") keine Anzeichen einer Fe-Vererzung.

Im Zusammenhang mit den Lagerungsverhältnissen der S-G-S berichtete KELLER (1961) über einen interessanten hydrogeologischen Aspekt: Demnach bildet die **1** Hagenbachquelle (1000–3000 m^3/Tag) an der W-Seite des Silberbergs auf dem Hof WELLMANN den Überlauf einer flachen, durch die S-G-S gebildeten Schüssel, die nach unten durch Jura-Tonstein vollständig abgedichtet ist. Die den Kern der S-G-S aufbauenden Gesteine des Mittleren und Oberen Zechsteins dienen als Kluft-Grundwasserleiter.

6.4.3. Heidberg-Jägerberg-Scholle (= H-J-S)

Die E-W gerichtete, etwa 2 km lange und bis 500 m breite H-J-S läßt sich recht genau begrenzen. Neben Unterkreide-Schichten treten an der Basis der H-J-S am NW-Hang des Heidbergs noch Sedimente des Malms (Serpulit) auf.
Im Bereich des Jägerberges lagert die H-J-S auf der S-G-S. Im Gebiet des Heidbergs ruht nur die südliche Hälfte auf der S-G-S, während der N-Teil auf Jura-Tonstein des Jura-Vorlands liegt.

In den Abbildungen bei NIENHAUS (1953 : Abb. 44 oben), KELLER (1961 : Abb. 3) und STADLER (1971 : Abb. 7) wird fälschlicherweise auch der Heidberg-Bereich ganz von der S-G-S unterlagert.

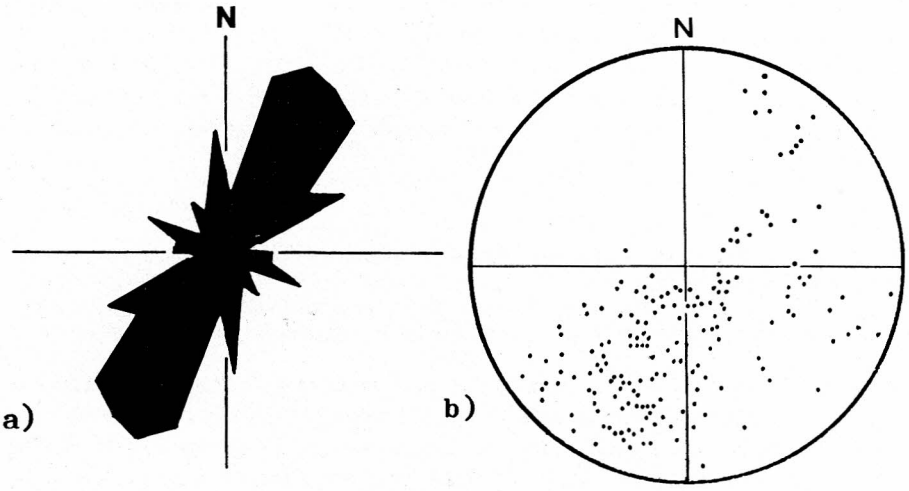


Abb. 16: 174 Messungen an Harnischflächen im Osningsandstein des **22** Steinbruchs am SE-Hang des Heidberges:
a) Richtungsrose der Striemungen auf den Harnischflächen,
b) Lagenkugel-Projektion der Richtungen und Einfallwinkel der Striemungen auf den Harnischflächen (Projektion der Durchstoßpunkte auf die untere Halbkugel).

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Die H-J-S wird hauptsächlich aus ca. 50 m mächtigem, tektonisch stark beanspruchtem Osningsandstein aufgebaut. In dem kleinen **22** Steinbruch am SE-Hang des Heidbergs konnten im Osningsandstein zahlreiche Harnischflächen eingemessen werden. Die Striemungen auf den Harnischflächen zeigen ein deutliches Maximum in NE-SW bis NNE-SSW-Richtung (Abb. 16).
Unter dem Osningsandstein können an der Basis der H-J-S schuppenartig Ablagerungen des Serpulits (SW-Hang des Heidbergs), Wealdens (Jägerberg) und Valangins auftreten. Diese überwiegend tonigen Gesteine haben beimAbscheren der H-J-S das „Schmiermittel" gebildet. Der natürliche Gesteinsverband ist dabei weitgehend zerstört, die Serien in sich zerrüttet und z. T. mylonitisiert worden.

Die Neukartierung des Jägerbergs (HARMS 1979 : Anl. 2) zeigte größere Ähnlichkeit mit der Darstellung auf der GK 25 Hasbergen (1934) als mit der Karte von NIENHAUS (1953 : Abb. 23).
Die Annahme eines „Wealden-Horstes" durch NIENHAUS (1953 : 74) quer über den Jägerberg ist nicht gerechtfertigt. Größere Teile des von NIENHAUS (1953) als Osningsandstein auskartierten Gebiets südlich des „Wealden-Horstes" werden ganz eindeutig aus Wealden-Serien aufgebaut.

In der **5** ehemaligen Tongrube der Fa. HEBROK & BERENTELG K. G. (Ziegelei Natrup-Hagen) am SW-Hang des Heidbergs ist die Auflagerung der H-J-S auf Buntsandstein-Serien der S-G-S aufgeschlossen.
In der Grube wurden die Buntsandstein-Gesteine als Magerungsmaterial gewonnen. Die Schichten tauchen im S-Teil des Aufschlusses nach W bis NW ab (Abb. 17). Weiter nördlich fallen sie zunehmend steiler werdend nach N ein. In der NE-Ecke der Grube streichen sie in E-W-Richtung und fallen mit 80 °N ein. Der ganze Schichtkomplex ist besonders im N-Teil intensiv gestört und tektonisch beansprucht worden. In

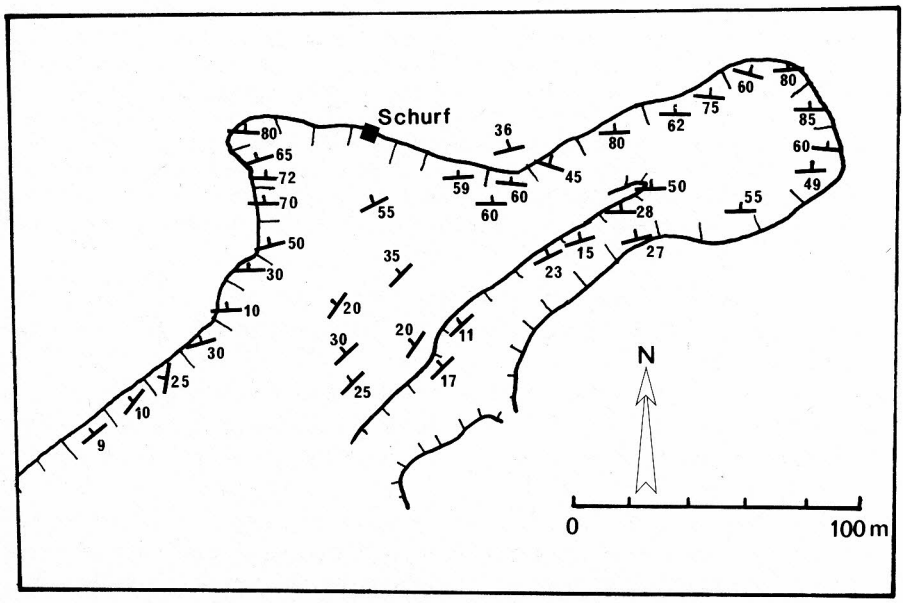


Abb. 17: Streichen und Fallen (mit Einfallwinkel) der Buntsandstein-Schichten in der **5** Tongrube am Heidberg, Aug. 1978.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

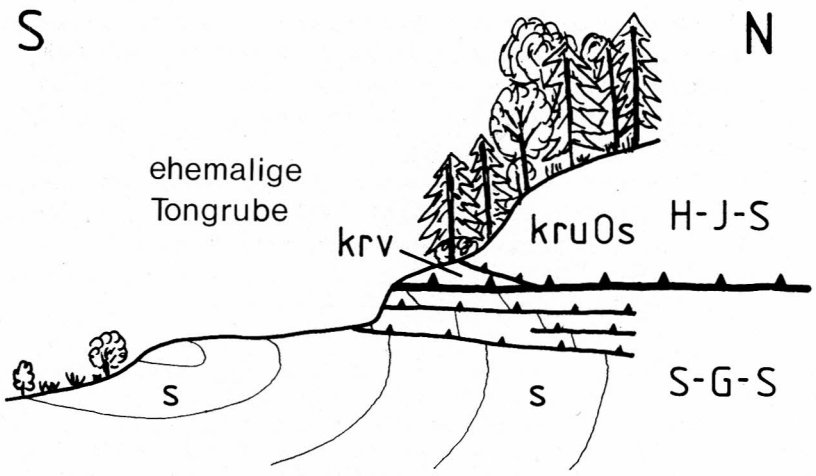


Abb. 18: Schematischer Schnitt durch die **5** ehem. Tongrube am Heidberg, Schichtung in den Buntsandstein-Serien hypothetisch. (s: Buntsandstein, krv: Valangin, kruOS: Osningsandstein)

der NE-Wand der Grube konnten anhand von Oszillationsrippelmarken (scharfe Rippelkämme, flache Rippeltäler) inverse Lagerung der Schichtfolge zumindest in diesem Teil des Aufschlusses nachgewiesen werden (Abb. 18).
An der N-Grubenwand werden die Buntsandstein-Gesteine der S-G-S durch die Kreide-Serien der H-J-S überlagert. In einem Schurf wurde die Basis der H-J-S freigelegt (Abb. 19).

Über Buntsandstein-Tonsteine lagerten deutlich abgegrenzt 0,60–1,70 m mächtige, graue, schiefrig zerfallene Siltsteine des Valangins. An ihrer Basis waren (auf ca. 5 m Erstreckung aufgeschlossen) einzelne eckig begrenzte Brocken grauen, bis 40 cm mächtigen Sandsteins eingeschlossen, der in sich intensiv gestört war und Harnischflächen zeigte. Schichtung war nicht zu erkennen. Außerhalb des Schurfs scheint die Mächtigkeit des Valangin-Siltsteins stark zurückzugehen, bzw. liegt hier der Osningsandstein direkt auf den Buntsandstein-Serien.
Über den Valangin-Serien folgte mit scharfer Grenze hellgrauer bis weißlicher Osningsandstein. Trotz intensiver Zerklüftung war der Schichtverband des Sandsteins in der unteren Hälfte noch deutlich erhalten. Die Vermessung der Striemungen auf den Harnischflächen zeigt ein kräftiges Maximum in N-S- bis NNE-SSW-Richtung (Abb. 20).

Die Grenzfläche Kreide-/Buntsandstein-Gestein ist scharf und war im Bereich des Schurfes annähernd horizontal. Hinweise auf sedimentären Kontakt der Kreide-Serien gibt es nicht.
Unterhalb der Grenzfläche sind die Buntsandstein-Folgen mylonitartig zerrieben und entschichtet worden. In den oberen 2 m finden sich selektive Entfärbungszonen, die Störungsbahnen nachzeichnen könnten. Die Auslängung solcher Zonen weist in südliche Richtung.
Zahlreiche flachliegende Überschiebungsflächen durchsetzen die steilstehenden Buntsandstein-Serien. Die Schrägstellung bzw. Überkippung der Schichten muß zumindest geringfügig älter sein als die Anlage der Überschiebungsflächen. Sie dürften auf eine nach S gerichtete Überschiebung der S-G-S durch die H-J-S zurückzuführen sein:

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

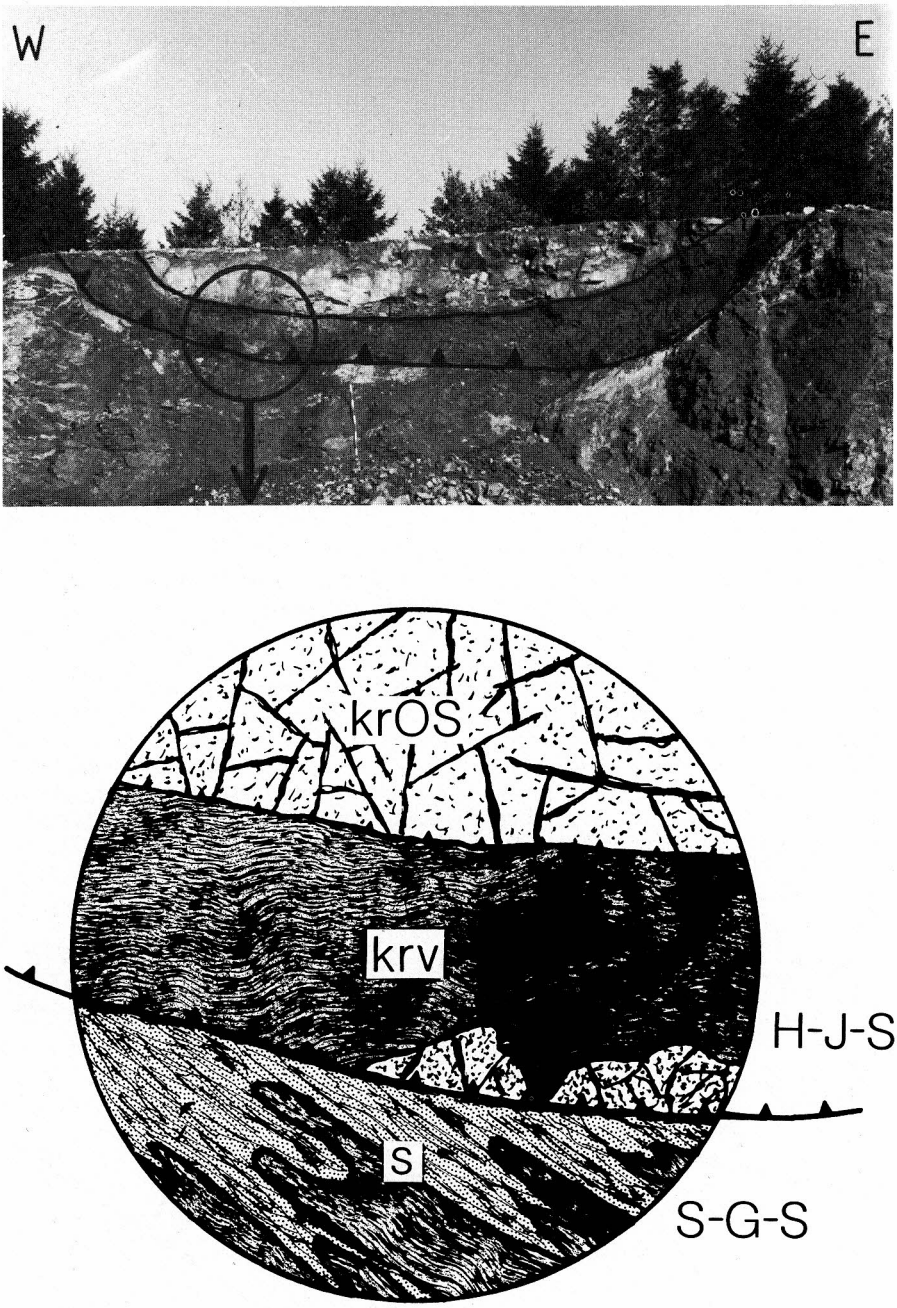


Abb. 19: Auflagerung der Heidberg-Jägerberg-Scholle (krOS: Osningsandstein, krv: Valangin) auf die Silberberg-Großheide-Scholle [s: Buntsandstein, punktiert: weißgraue Gesteinsfarbe (entfärbt)]. Länge des Maßstabs: 1 m. **5** Ehem. Tongrube am Heidberg, Schurf an der N-Wand, Aug. 1978.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

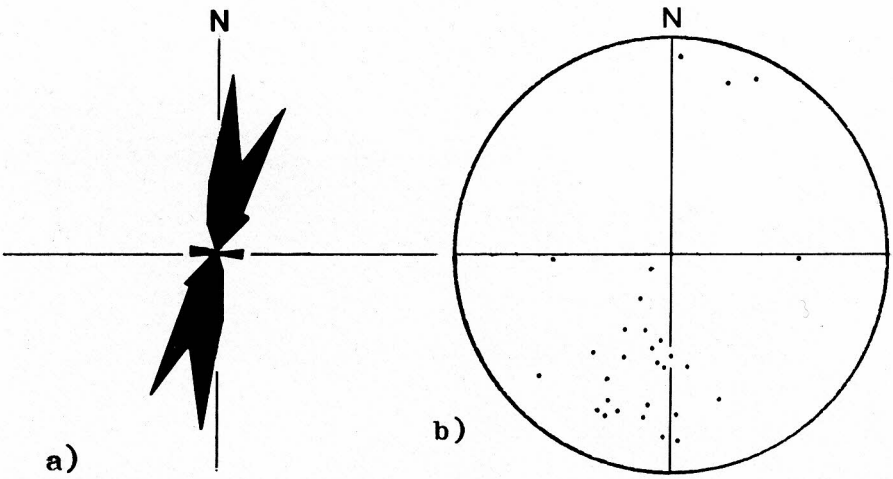


Abb. 20: 29 Messungen an Harnischflächen im Osningsandstein an der **5** N-Wand der ehem. Tongrube am Heidberg (5):
a) Richtungsrose der Striemungen auf den Harnischflächen,
b) Lagenkugel-Projektion der Richtungen und Einfallwinkel der Striemungen auf den Harnischflächen (Projektion der Durchstoßpunkte in die untere Halbkugel).

An der W-Wand der Grube ist entlang einer flach nach S einfallenden Überschiebungsbahn eine gelbliche Kalksandsteinbank gegenüber der liegenden Scholle um etwa 2 m nach SW versetzt worden (Abb. 21). Diese Bank taucht in der oberen Scholle flacher nach N ab als in der unteren. An der W-Wand der Grube konnten zwei etwa mit 25°N einfallende Überschiebungsflächen freigelegt werden (Abb. 22). An ihnen waren die Schichten im Bewegungssinn ausgelenkt worden. Von einer festeren Sandsteinbank blieben beim Überschiebungsvorgang einzelne Gesteinsbrocken zurück.

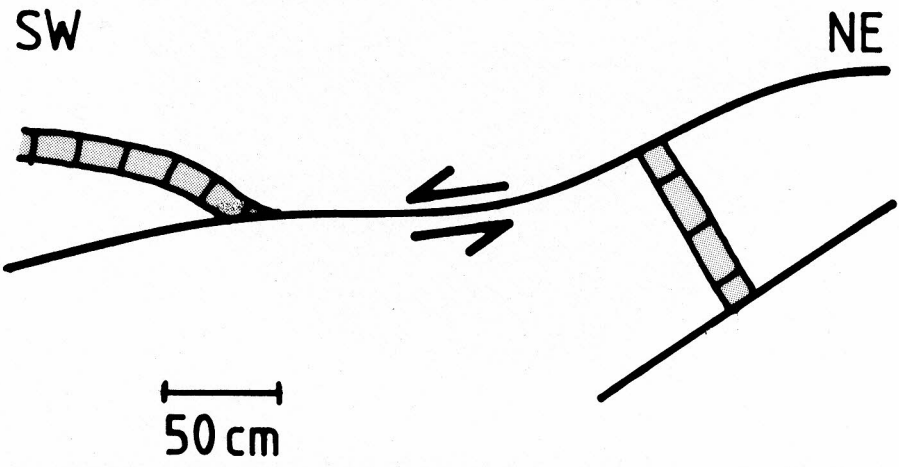


Abb. 21: Entlang einer flachen Überschiebungsbahn ist eine Kalksandsteinbank in rötlichen Buntsandstein-Serien nach S versetzt worden.
5 W-Wand der ehem. Tongrube am Heidberg, Aug. 1978.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

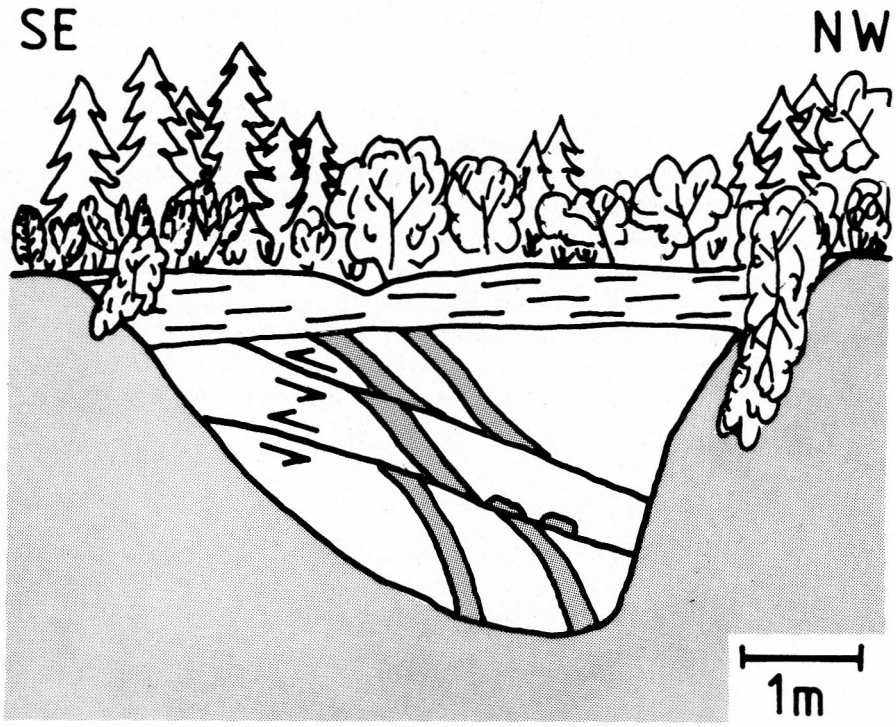


Abb. 22: Flache Überschiebungsflächen mit Auslenkung der Schichten und Zurückbleiben einzelner Gesteinsbrocken. Überschiebung erfolgte von N nach S. Die Schichten werden von ca. 1 m mächtiger Fließerde überlagert.
5 W-Wand der ehem. Tongrube am Heidberg, Aug. 1978.

7. Neue Vorstellungen zur Genese der allochthonen Schollen im südlichen Hüggel-Vorland

Nach den vorliegenden Untersuchungen können die von NIENHAUS (1953), LOTZE (1953) und KELLER (1974) aufgestellten Modelle zur Entstehung der S-G-S und H-J-S nicht länger aufrechterhalten werden.

LOTZE (1953) und KELLER (1974) nahmen die Anwesenheit von Zechstein-Salzen bei der Genese der Schollen an. Wie sich zeigte, liegt das Arbeitsgebiet außerhalb der Zechstein-Salzbildung (Kap. 3.2.5.).
Nach NIENHAUS (1953) wäre unterhalb der S-G-S eine größere, E-W verlaufende Störungszone im Jura-Vorland zu erwarten. Hierfür gibt es keine Hinweise (Kap. 6.3.). Es ist auch schwer vorstellbar, daß bei der Bildung der „autochthonen Scholle" plastischer Jura-Tonstein harte Zechstein-Serien von ihrer Unterlage „abgequetscht" haben könnte.

Beide Schollen sind in südliche Richtung bewegt worden. Für die S-G-S bietet sich als Herkunftsgebiet das Dach des Hüggel-Horstes an. Die Fläche der S-G-S entspricht etwa der der auf dem Hüggel-Horst „fehlenden" Buntsandstein-Serien.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Beim Abscheren der S-G-S wurden aus dem Bereich der südlichen Randstaffel des Horstes Zechstein- und Trias-Schollen abgerissen, überkippt und z. T. von der S-G-S überfahren. Sie glitt noch vor der Subrosion des Zechstein-Anhydrits vom Hüggel-Horst ab. Unter schützender Überlagerung durch die tonigen Buntsandstein-Serien blieben in der S-G-S die z. T. mitgeschleppten Anhydrit-Einlagerungen teilweise bis heute erhalten, während sie im Bereich des Hüggel-Horstes tiefgründig subrodierten und die hangenden Zechstein-Serien zur Großbrekzie verstürzten.
Als „Wurzelzone" der H-J-S kämen der nördlich vom Hüggel-Horst gelegene Jura-Graben des Wilkenbachtals und der Bereich des Gesmoldbergs in Frage. Als „Schmiermittel" dienten tonige Serien des Valangins, Wealdens und Serpulits.
Da es unwahrscheinlich ist, daß im Arbeitsgebiet zwei genetisch und zeitlich unabhängig voneinander gebildete Schollen auftreten, werden zwei hypothetische Modelle vorgestellt, die eine gemeinsame Entstehung der S-G-S und H-J-S erklären.

7.1. Schubdecken-Modell

Eine nach S vorschiebende, hauptsächlich aus Kreide-Gesteinen bestehende Decke „hobelte" beim Übergleiten des schon herausgehobenen Hüggel-Horstes dessen aus Zechstein- und Buntsandstein-Serien bestehendes Dach ab und schob es (als S-G-S) in sein südliches Vorland.
Diese Kreide-Gesteins-Decke wurde bis auf die H-J-S und die in Dolinen nördlich des Hüggels auftretenden Kreide-Serien abgetragen. Vielleicht stellen auch der Boberg (nordöstlich vom Domprobst-Sundern), Nollmannsberg und Osterkamp (2 bzw. 3 km westlich vom Heidberg) Reste dieser Decke dar (vgl. Haack 1935a : 46)[7]. Ihre Wurzelzone könnte im Bereich des Gesmolds- und Gasterberges (ca. 2 km nördlich vom Hüggel) zu suchen sein. Nienhaus (1953) und Asuaje Gil (in Keller 1974) wiesen hier Überschiebungen nach. Die „Osning-Zone" verliefe damit nördlich des Hüggel-Horstes.

7.2. Gleitdecken-Modell

Während der Hebung des Hüggel-Horstes kam es an übersteilten Hängen zum gratitativen Abgleiten von Schollen (vgl. Abb. 23a).
Dabei ist denkbar, daß zunächst die Kreide-Gesteins-Scholle (H-J-S) auf den Hüggel-Horst glitt und später (z. T. im „Huckepack-Verfahren") zusammen mit dem Dach des Horstes (S-G-S) in dessen südliches Vorland abrutschte. Es ist aber auch möglich, daß das Horst-Dach allein abscherte und danach die Kreide-Gesteins-Scholle über den Hüggel-Horst hinwegglitt.
Beim Abscheren der Kreide-Gesteins-Scholle rissen einige Teile ab und blieben auf dem Hüggel zurück. Später verstürzten sie z. T. in die Dolinen nördlich des Hüggels und blieben so vor der Abtragung bewahrt.

[7] Diese Vermutung wurde zwischenzeitlich von Keller (1980 : 65–67) nur teilweise bestätigt.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

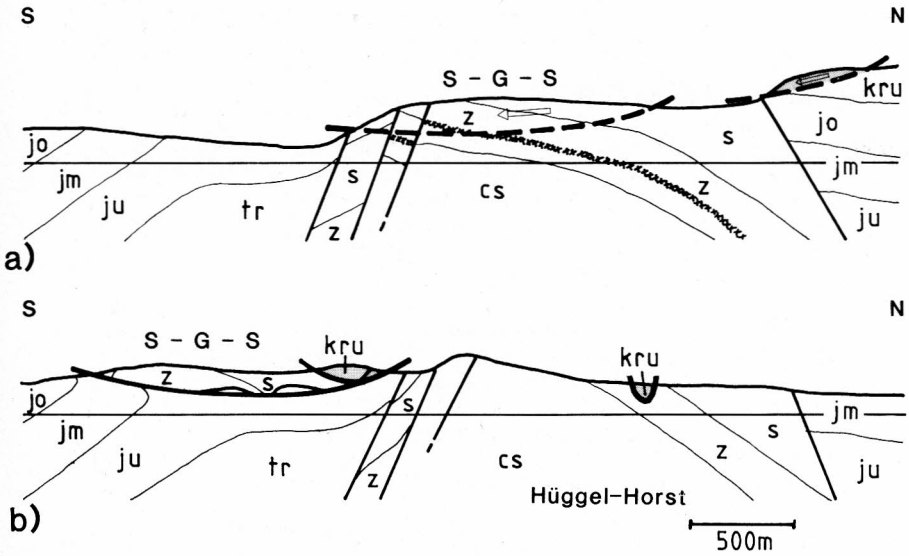


Abb. 23: Hypothetisches Modell zur Entstehung der Silberberg-Großheide-Scholle (S-G-S) und Heidberg-Jägerberg-Scholle (grau) durch gravitatives Abgleiten:

a) Während der Hüggel-Horst gehoben wurde, kam es an übersteilten Hängen zum Abgleiten der beiden Schollen (gestrichelte Linie) in das südliche Hüggel-Vorland. Teile der Kreide-Gesteins-Scholle blieben dabei auf dem Horst zurück. Der Zechstein-Anhydrit (Kreuz-Signatur) war noch nicht subrodiert.

b) Nach endgültiger Hebung des Horstes bildete sich durch Abtragung das heutige Relief heraus. Durch Subrosion des Zechstein-Anhydrits verstürzten auf dem Horst-Dach zurückgebliebene Reste der Kreide-Gesteins-Scholle in Dolinen.

Signa: s. Abb. 9

8. Alter und Abfolge der tektonischen Prozesse

Nach den vorliegenden Untersuchungen (Kap. 6.) ist zu vermuten, daß die Anlage (Hauptheb ung) des Hüggel-Horstes älter ist als die Entstehung der allochthonen Schollen. Spätere Hebungen des Horstes konnten das tektonische Bild nur noch geringfügig verändern.

Auch STADLER (1971) und STADLER & TEICHMÜLLER (1971) nahmen an, daß die Hebung des Horstes (Unterkreide-Zeit) älter ist als die Überschiebungen (Oberkreide-Zeit). Dagegen gelangten NIENHAUS (1953) und LOTZE (1954) zu der Ansicht, daß die Überschiebungen (Wende Kreide-/Tertiär-Zeit) älter als die Horst-Hebung (Alttertiär-Zeit) sind.

Die altersmäßige Zuordnung der Bewegungen ist schwierig: Das Abscheren der Schollen kann erst nach Ablagerung des Osningsandsteins erfolgt sein. Es muß auch jünger sein als die Fe-Metasomatose und Baryt-Ausscheidung (Kap. 6.4.2.). Während der Oligozän-Zeit waren die Osnabrücker Karbon-Horste z. T. schon bis auf die Karbon-Gesteine abgetragen worden (Kap. 3.2.6.). Es ist daher anzunehmen, daß die Bildung der allochthonen Schollen schon vor der Oberoligozän-Zeit erfolgte. Bei dem „Schubdecken-Modell" ist ein Zusammenhang mit der „Osning-Überschiebung" wahrscheinlich, die sich nach STADLER & TEICHMÜLLER (1971) in der Oberkreide-Zeit ereignet hat.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

9. Liste der angeführten Aufschlüsse

Wenn nicht anders vermerkt, liegen die Aufschlüsse auf der TK 25 Bl. Hasbergen Nr. 3713. Sie sind von W nach E bzw. S nach N geordnet. Die Angaben von Exkursionspunkten (Exk.-P.) beziehen sich auf die Numerierung von HARMS (1980).

1 Quelle des Hagenbaches auf dem Hof WELLMANN am Silberberg
R: 342765 / H: 578692
Überlaufquelle am SW-Rand der S-G-S

2 Geländeanschnitte am W-Hang des Heidberges
R: 342772 / H: 578745
isolierte Zechstein-Scholle am N-Rand der S-G-S

3 Geländeanschnitte und alte Pingen am NW-Hang des Heidberges
R: 342790 / H: 578762
isolierte Zechstein-Scholle an der Basis der H-J-S

4 Steinbruch der Fa. SCHÖNHOFF am W-Hang des Silberberges; (Exk.-P. 28)
R: 342800 / H: 578695
Oberer Zechstein (Plattiger und Massiger Dolomit)

5 ehem. Tongrube der Fa. HEBROK & BERENTELG K.G. (Zgl. Natrup-Hagen) am SW-Hang des Heidberges; (Exk.-P. 27)
R: 342810 / H: 578724
Auflagerung der H-J-S (Unterkreide) auf die S-G-S (Buntsandstein)

6 ehem. Steinbruch unmittelbar östl. der Landstraße Osnabrück – Lengerich
R: 342810 / H: 578874
Unterer Zechstein (Zechstein-Konglomerat, Kupferschiefer) über Oberkarbon

7 Einschnitt der ehem. Schleppbahn am W-Hang des Heidhorn Berges; (Exk.-P. 15)
R: 342834 / H: 578866
Unterer Zechstein (Stinkkalk), Schwerspatvererzung

8 ehem. Steinbruch am NW-Hang des Silberberges
R: 342838 / H: 578711
Oberer Zechstein (Kavernöser Kalk über Massigem Dolomit)

9 ehem. Steinbruch am S-Hang des Silberberges
R: 342844 / H: 578648
Oberer Zechstein (Kavernöser Kalk über Massigem Dolomit)

10 Weganschnitt am N-Hang des Silberberges
R: 342855 / H: 578700
Buntsandstein der S-G-S

11 E-Wand des ehem. Tagebaues IIIa am Heidhorn Berg
R: 342868 / H: 578874
Verwerfungsfläche Karbon/Zechstein mit Harnischen

12 SE-Wand des ehem. Tagebaues IIIa am Heidhorn Berg; (Exk.-P. 4)
R: 342870 / H: 578875
Unterer Zechstein (Zechstein-Konglomerat, Kupferschiefer, Zechsteinkalk) über Oberkarbon

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

13 W-Wand des ehem. Tagebaues IIb (W-Teil) am Heidhorn Berg; (Exk.-P. 3)
R: 342872 / H: 578888
Oberer Zechstein (Großbrekzie)

14 W-Wand des ehem. Tagebaues IIb (W-Teil) am Heidhorn Berg
R: 342872 / H: 578889
Oberer Zechstein (Großbrekzie mit Buntsandstein-Einschluß)

15 W-Wand des ehem. Tagebaues IIb am Heidhorn Berg
R: 342873 / H: 578892
Verwerfungsfläche in der Großbrekzie mit Harnischen

16 ehem. Steinbruch am SW-Hang des Bükersberges
R: 342882 / H: 578634
überkippte Muschelkalk-Folge

17 S-Wand des ehem. Steinbruchs am N-Hang des Heidhorn Berges
R: 342886 / H: 578867
Unterer Zechstein (stark verwitterter Kupferschiefer)

18 alte Pingen ca. 150 m südöstl. des Hofes HEHMANN
R: 342898 / H: 578784
isolierte Zechstein-Scholle auf Lias-Serien

19 E-Wand der Förderverbindung durch den ehem. Tagebau IIb am Heidhorn Berg
R: 372890 / H: 578885
Unterer Zechstein (schwach vererzter Zuschlagkalk)

20 alter Steinbruch südl. des ehem. Tagebaues IIb am Heidhorn Berg; (Exk.-P. 5)
R: 342895 / H: 578872
Unterer Zechstein (Zechstein-Konglomerat, Kupferschiefer, Zechsteinkalk) über Oberkarbon

21 NW-Ecke des ehem. Tagebaues IV am Heidhorn Berg; (Exk.-P. 19)
R: 342897 / H: 578842
entlang Verwerfungsfläche Karbon/Zechstein zu hämatitischem Brauneisenstein verwitterter Unterer Zechstein (Zuschlagkalk)

22 ehem. Steinbruch am SE-Hang des Heidberges beim Hof Voss; (Exk.-P. 26)
R: 342900 / H: 578730
Osningsandstein mit zahlreichen Harnischen

23 Felsvorsprung im E-Teil des ehem. Tagebaues IIb am Heidhorn Berg
R: 342910 / H: 578880
Unterer Zechstein (stark vererzter Zuschlagkalk, Brauneisensteinlager)

24 N-Wand des ehem. Tagebaues IIb (E-Teil) am Heidhorn Berg
R: 342910 / H: 578890
Mittlerer und Oberer Zechstein (Großbrekzie) über Unteren Zechstein (Zuschlagkalk)

25 N-Wand des ehem. Tagebaues IIa am Heidhorn Berg
R: 342918 / H: 578888
Unterkreide (Osningsandstein) als Dolinenfüllung

26 SW-Hang des ehem. Bahneinschnittes der Hüggel-Bahn am Ortenbrink; (Exk.-P. 11)
R: 342918 / H: 578898
Oberer Zechstein (Kavernöser Kalk mit Schrägschichtung)

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

27 Schurf am SW-Hang des Jägerberges
R: 342928 / H: 578719
Auflagerung der H-J-S (Unterkreide) auf die S-G-S (Buntsandstein)

28 N-Wand des ehem. Tagebaues IV am Heidhorn Berg; (Exk.-P. 23)
R: 342937 / H: 578840
Verwerfungsfläche Karbon/Zechstein mit Harnischen

29 ehem. Tagebau Vb am Jägerberg
R: 342952 / H: 578765
isolierte Zechstein-Scholle am N-Rand der S-G-S, Auflagerung der S-G-S auf Lias-Tonstein

30 N-Wand des ehem. Tagebaues Va am Hüggel
R: 342960 / H: 578784
Verwerfungsfläche Karbon/Zechstein mit Harnischen

31 ehem. Steinbruch 150 m nordöstl. der Höhe 149,0
R: 342962 / H: 578624
Oberer Zechstein (Plattiger Dolomit?)

32 ehem. Steinbruch „Südhüggel" („Silbersee") am Hüggel; (Exk.-P. 21 + 22)
R: 342980 / H: 578765
Muschelkalk-Serien innerhalb der Randstaffel des Hüggel-Horstes

33 N-Wand des ehem. Tagebaues Ib am Hüggel
R: 342990 / H: 578868
Mittlerer und Oberer Zechstein (Großbrekzie) über Unteren Zechstein (Zuschlagkalk)

34 ehem. Steinbruch 400 m östl. Hof HARTMEIER
R: 343130 / H: 578630
überkippte Muschelkalk-Folge

35 ehem. Steinbruch am W-Hang des Domprobst-Sundern
R: 343131 / H: 578750
Unterer Zechstein (Zechstein-Konglomerat, Kupferschiefer, Zuschlagkalk) über Oberkarbon

36 ehem. Steinbruch am NW-Hang des Holzhausenerberges
TK 25 Bl. Osnabrück Nr. 3714, R: 343236 / H: 578785
überkippte Muschelkalk-Folge

Schriftenverzeichnis

BÄSSLER, R. (1970): Hydrogeologische, chemische und Isotopen – Untersuchungen der Grubenwässer des Ibbenbürener Steinkohlereviers. – Z. dt. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol. Hydrogeochem.: 209–286, 28 Abb., 1 Tab.; Hannover.

BÖDIGE, N. (1906): Hüggel und Silberberg. Ein historisch-geologischer Beitrag zur Landeskunde von Osnabrück. – Jber. Gymnasium Carolinum Osnabrück, **387:** 50 S., 5 Abb.; Osnabrück.

BRÜNING, U. (1978): Geologische Kartierung im Raum S Osnabrück (Gebiet Hüggel-West); Roter Berg – Heidberg – Gellenbeck. – Selbst. Dipl.-Kartierung Univ. Hannover: 29 S., Anhang; Hannover. – [unveröff.]

EBERT, A. (1954), mit Beitr. von LEISSER, J.: Geologie der Ibbenbürener Karbonscholle. – Beih. Geol. Jb., **14:** 113 S., 23 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Hannover.

ENGELHARDT, ?. (1859): Die Tiefbohrung auf dem Rothenberg bei Wersen. – Z. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen i. d. preuß. Staate, **7** (B): 39–44; Berlin (Min. f. Handel, Gewerbe u. öffentl. Arb.).

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

FLAKE, G. (1976): Der Schmied im Winnekenloch – Aus alten Volkserzählungen am Hüggel. – Heimat-Jb. Osnabrücker Land, **1976:** 157–166, 2 Abb.; Quakenbrück (Heimatbund Osnabrükker Land u. Kreisheimatbund Bersenbrück).

HAACK, W. (1909): Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. [für 1908], **29** (1): 458–531, Taf. 12 + 13, Berlin. – [unter gleichem Titel auch erschienen als: Diss. Univ. Göttingen: 78 S., 2 Taf.; Berlin 1908.]

– (1926): Neocom in Dolinen des Zechsteins am Hüggel bei Osnabrück. – Sitz.-Ber. preuß. geol. L.-Anst, Beyschlag-Festband, **1:** 38–39; Berlin. – [Vortrag v. 2. Feb. 1926]

– (1935a): Erläuterungen zu Blatt Hasbergen. – Geol. Kt. v. Preußen u. benachbarten dt. Ländern 1 : 25000: 84 S., 5 Abb.; Berlin.

– (1935b): Der Zechstein bei Osnabrück (Ibbenbürener Bergplatte, Hüggel, Piesberg). – In: FULDA, E. [Hrsg.]: Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands: Zechstein: 409 S., 100 Abb., 1 Kt.; Berlin (Borntraeger).

– (1936): Gutachten über den Zechsteindolomit des Zuges Silberberg – Höhe 138,0 bei Hagen, Kreis Osnabrück. – Gutachten für die Klöckner-Werke (Georgsmarienwerke): 22+7′+9′′S., 1 Abb., 3 Anlagen; Berlin. – [unveröff.]

– (1941): Das Paläozoikum des Osnabrücker Landes. – In: STAHL, A. & HAACK, W. & FULDA, E.: Das Paläozoikum in Niedersachsen. – Veröff. Provinzial-Inst. Landesplanung, Landes- u. Volkskunde Niedersachsen, (A1) **1:** 160 S., 52 Abb.; Oldenburg.

HAARMANN, E. (1909): Die Eisenerze des Hüggels bei Osnabrück. – Z. prakt. Geol., **17:** 343–353, Abb. 84–90; Berlin.

– (1911): Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. – Jb. preuß. geol. L.-Anst. [für 1909], **30** (1): 1–58, 5 Taf.; Berlin.

– (1914): Die Ibbenbürener Bergplatte, ein „Bruchsattel". – Branca-Festschrift: 324–372, 16 Abb., 2 Taf.; Berlin (Bornträger).

HARMS(1979): Geologischer und tektonischer Bau des südlichen Hüggel-Vorlandes bei Osnabrück (West-Niedersachsen). – Dipl.-Arb. u. selbst. geol. Kartierung Univ. Hannover: 98 S., 29 Abb., 3 Tab., 5 Anl.; Hannover. – [unveröff.]

– (1980): Hüggel. Geologischer Exkursionsführer. – 70 S., 48 Abb., 2 Tab., 1 Kt.; Hasbergen (Gemeinde Hasbergen).

– (1981): Perm. – In: KLASSEN, H. [Hrsg.]: Geologie des Osnabrücker Berglandes; Osnabrück (Naturwiss. Mus.).

HEIDORN, F. (1949): Über den westdeutschen Zechstein und seine Einfügung in das paläogeographische Bild der Zechsteinformation. – In: BENTZ, A. [Hrsg.]: Erdöl und Tektonik in Nordwest-Deutschland: 387 S., 25 Taf.; Hannover, Celle (Amt f. Bodenforsch.).

HERRMANN, A. & HINZE, C. & STEIN, V. (1967): Die halokinetische Deutung der Elfas-Überschiebung im südniedersächsischen Bergland. – Geol. Jb., **84:** 407–462, 10 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Hannover.

HOFFMEISTER, E. & SIMON, P. & STEIN, V. (1972): Blei und Zink im Trochitenkalk (Trias, oberer Muschelkalk 1) Nordwest-Deutschlands. – Geol. Jb., **D1:** 103 S., 20 Abb., 10 Tab., 4 Taf.; Hannover.

JORDAN, H. (1979): Der Zechstein zwischen Osterode und Duderstadt (südliches Harzvorland). – Z. dt. geol. Ges., **130:** 145–163, 5 Abb., 8 Tab.; Hannover.

JORDAN, H. P. (1969): Zur Biostratigraphie und Fazies des Zechsteins im Germanischen Becken unter besonderer Berücksichtigung des Thüringer Beckens. – Freiberger Forsch.-H., **C 245:** 27–45, 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf., 4 Profile; Leipzig.

KELLER, G. (1961): Die Hydrogeologie der Hagenbachquelle in der Vorzone des Hüggels bei Osnabrück. – Z. dt. geol. Ges., **113:** 61–68, 4 Abb.; Hannover.

– (1974): Die Fortsetzung der Osningzone auf dem Nordwestabschnitt des Teutoburger Waldes. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974** (2): 72–95, 9 Abb.; Stuttgart.

– (1980): Der Sudenfelder Sattel des Osningsandsteins bei Hagen a. T. (Landkreis Osnabrück) Teil I. – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **7:** 49–68, 3 Abb.; Osnabrück.

KOCH, K. (1932): Die Vegetationsverhältnisse des Silberbergs im Hüggelgebiet bei Osnabrück. – Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, **22:** 115–149, Taf. 2–8; Osnabrück.

KOSMAHL (1971): Buntmetalle. – In: BEHR, H.-J. [Hrsg.]: Der Landkreis Osnabrück: 357 S., 185 Abb.; Osnabrück (Landkreis Osnabrück).

LILLICH, W. (1971): Untersuchungen über die Blei- und Zinkgehalte in Wässern des Silberberg-Hüggel-Gebietes bei Osnabrück. – Geol. Jb., **89:** 429–460, 14 Abb., 1 Tab.; Hannover.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

LOTZE, F. (1953): Zur Tektonik des Silberberg-Komplexes südlich des Hüggels. – Geotekt. Forsch., **9/10:** 91–93, 1 Abb.; Stuttgart.

– (1954): Das Alter der Erzvorkommen des Osnabrücker Gebietes im Verhältnis zur Tektonik. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. [für 1953], **1954:** 336–342; Stuttgart.

MALZAHN, E. (1960): Die westdeutsche Erdöl- und Erdgasexploration im Jahre 1959. – Erdöl u. Kohle, **13:** 221–238, 6 Taf.; Hamburg.

MANGELSDORF, P. (1978): Erläuterungen zur geologischen Kartierung Hüggel Ost. – Selbst. Dipl.-Kartierung Univ. Hannover: 19 S., Anhang; Hannover. – [unveröff.]

MÜLLER, H. (1896): Der Georgs-Marien-Bergwerks- und Hütten-Verein, 2. Teil: Beschreibung der Besitzungen, der Betriebsanlagen und der Einrichtungen des Vereins. – 117 S., 47 Taf.; Osnabrück (Georgs-Marien-Bergwerks- und Hütten-Verein).

NIENHAUS, F. (1953): Tektonik zwischen Osnabrück und Osning. – Geotekt. Forsch., **9/10:** 51–90, 44 Abb., Taf. 5; Stuttgart.

RICHTER-BERNBURG, G. (1955a): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. – Z. dt. geol. Ges. [für 1953], **105:** 843–854, 1 Abb., Taf. 37; Hannover.

– (1955b): Der Zechstein zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge. – Z. dt. geol. Ges. [für 1953], **105:** 876–899, 8Abb.; Hannover.

ROSENFELD, U. (1978): Beitrag zur Paläogeographie des Mesozoikums in Westfalen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **156** (1): 132–155, 9 Abb.; Stuttgart.

SANNEMANN, D. & ZIMDARS, J. & PLEIN, E. (1978): Der basale Zechstein (A2-T1) zwischen Weser und Ems. – Z. dt. geol. Ges., **129:** 33–69, 7 Abb., 1 Tab., 11 Taf.; Hannover.

SCHREYER, D. (1968): Lagerstättenkundliche Untersuchungen an hydrothermalen Vererzungen im Osnabrücker Raum. – Inaugural-Diss. Univ. Münster: 150 S., 50 Abb., 25 Tab.; Münster. – [unveröff.]

STADLER, G. (1971): Die Vererzung im Bereich des Bramscher Massivs und seiner Umgebung. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18:** 439–500, 12 Abb., 4 Tab., 3 Taf.; Krefeld.

STADLER, G. & TEICHMÜLLER, R. (1971): Zusammenfassender Überblick über die Entwicklung des Bramscher Massivs und des Niedersächsischen Tektogens. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18:** 547–564, 3 Abb., 1 Tab.; Krefeld.

STOCKFLETH, B. (1894): Das Eisenerzvorkommen am Hüggel bei Osnabrück. – Verh. Naturwiss. Ver. preuß. Rheinld., Westf. u. Reg. Bez. Osnabrück, **51:** 156–177, Taf. 3; Bonn.

VOIGT, E. (1960): Über den Zechsteingraben des Piesberges bei Osnabrück. – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **29:** 5–25, 4 Abb., Taf. 1–2; Hamburg.

ZITZMANN, A. [Hrsg.] (1978): The Iron Ore Deposits of Europe and adjacent Areas, II. – 386 S., 24 Tab.; Hannover (B.-Anst. f. Geowiss. u. Rohstoffe). – [Vertrieb: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.]

Geologische Karten 1 : 25 000

GK 25 Hasbergen (1934): HAACK, W. & POTONIÉ, R.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, Lief. 336, Blatt Hasbergen; Berlin. – [heutige Blatt Nr.: 3713]

GK 25 Osnabrück (1930): HAACK, W.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, Lief. 286, Blatt Osnabrück; Berlin. – [heutige Blatt-Nr.: 3714]

GK 25 Lengerich (1934): HAACK, W.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, Lief. 336, Blatt Lengerich; Berlin. – [heutige Blatt-Nr.: 3813]

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Osnabrücker Naturwissenschaftliche Mitteilungen

Jahr/Year: 1981

Band/Volume: 8

Autor(en)/Author(s): Harms Franz-Jürgen

Artikel/Article: Zur Geologie und Tektonik des Hüggel- und Silberberg-Gebietes bei Osnabrück (West-Niedersachsen) 19-62