Zeitschrift: Tätigkeitsbericht der Naturforschenden Gesellschaft Baselland
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Baselland
Band: 24 (1964)

Artikel: Die Geologie des Faltenjura zwischen Olten und Unterem Hauenstein
Autor: Goldschmid, Heinrich Otto
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-676490

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 08.08.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

II. Wissenschaftliche Arbeiten

Die Geologie des Faltenjura zwischen Olten und Unterem Hauenstein

von Heinrich Otto Goldschmid

VORWORT

Auf Anregung meines Lehrers, Herrn Prof. Dr. L. Vonderschmitt, begann ich im Jahre 1958 mit den Feldaufnahmen. Die Auswertung erfolgte im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Basel, wo auch die Belegsammlung hinterlegt ist. Nach längerem Unterbruch wurde die Arbeit im Jahre 1963 beendet.

Während der Durchführung der Arbeit genoss ich die grosszügige Unterstützung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. L. Vonderschmitt, dem ich meinen besonderen Dank ausspreche.

Für die Einführung in die Grundzüge der Paläontologie möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. M. Reichel bedanken.

Herrn Prof. Dr. F. Lieb verdanke ich die ausführliche Bearbeitung und die Fossillisten der Murchisonaeschichten. Weitere Faunenlisten wurden in verdankenswerter Weise von Herrn Dr. Zingg und Herrn F. Woltersdorf zusammengestellt.

Ganz besonders möchte ich Herrn Dr. L. Kehrer, Olten, für seine vielen Anregungen auf gemeinsamen Exkursionen danken, sowie Herrn Dr. H. Fröhlicher, der mir ebenfalls oft bereitwillig Auskunft gab.

Für anregende Ratschläge bin ich Herrn Prof. Dr. H. Laubscher, Prof. Dr. H. Schaub, wie auch den Herren Dr. L. Hauber, Dr. D. Elber und Dr. H. U. Bartholet zu Dank verpflichtet.

Allen meinen Kollegen, insbesondere H. Fischer, H. Luterbacher und F. Stumm, möchte ich für die spontane Hilfe und die interessanten Diskussionen danken.

Herrn Dr. W. Fisch, Geoelektrische Sondierungen, Kilchberg ZH, möchte ich für den Urlaub danken, den er mir, für die Fertigstellung der Arbeit, gewährte.

Ganz besonders herzlich danke ich meinen Eltern, die durch ihre Grosszügigkeit und Geduld das Studium ermöglicht haben.

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort 15
Inhaltsverzeichnis 16
Verzeichnis der Tafeln und Textfiguren 18
Literaturverzeichnis 18
Kartenverzeichnis 22

Einleitung

Topographische Übersicht 23
Geologische Übersicht 24
Historischer Überblick 24

Stratigraphie

Allgemeines 26

Trias
- Mittlerer Muschelkalk 27
  - Anhydritgruppe 27
- Oberer Muschelkalk 27
  - Hauptmuschelkalk 27
  - Trigonodusdolomit 28
- Keuper 28
  - Lettenkohle 29
  - Gipskeuper 29
  - Schilfsandstein 30
  - Gansingerdolomit 30
  - Bunte Mergel 30
    - Allgemeines 31

Jura
- Lias
  - Lias 31
  - Opalinuston 35
- Dogger
  - Unterer Dogger 36
    - Murchisonaeschichten 36
    - Sowerbyi- und Sauzeischichten 40
    - Humphriesischichten 41
    - Blagdenischichten 41
  - Hauptrogenstein 42
    - Unterer Hauptrogenstein 42
    - Homomyen-Mergel 43
    - Oberer Hauptrogenstein 48
    - Zusammenfassung des Hauptrogenstein 49
  - Callovien 50
    - Variansschichten 50

Macrocephalusschichten 52
Anceps-Athleta-Schichten 53
Malm 54
Oxfordien 54
Lamberti-Cordatusschichten 54
Argovien 54
Birmensdorferschichten 54
Effingerschichten 55
Geissbergschichten 55
Sequanien-Kimmeridgien 56
Crenularisschichten 57
Wangener- und Badenerschichten 58
Wettingerschichten 59
Tertiär 59
Eocaen 60
Bohnerzformation 60
Oligocaen 61
Quartär 63
Diluvium 63
Moränen 63
Löss 63
Hoch- und Niederterrassenschotter 64
Alluvium 64
Bergsturz und Blockschutt 64
Gehängeschutt 65
Schuttkegel 65
Alluvialböden 66
Künstliche Aufschüttungen 66

Tektonik

Allgemeines 66
Bornantiklinale 71
Gäusynklinale 72
1. Zone: Westliche Zone 74
Weissensteinantiklinale 74
Farisbergantiklinale und Hauensteinsynklinale 75
Passwangantiklinale 77
Muschelkalk-Schuppenzone 78
2. Zone: Mittlere Zone 78
Farisbergantiklinale und Hauensteinsynklinale 79
Muschelkalk-Schuppenzone 82
3. Zone: Östliche Zone 83
Farisbergantiklinale 83
Hauensteinsynklinale 85
Ober-Erlimoos-Sekundärfalte 87
Hauensteinantiklinale 87
Grundgebirgssockel 88
Zusammenfassung der Resultate 90

VERZEICHNIS DER TAFELN UND TEXTFIGUREN

Tafeln

Vereinfachte geologische Karte (1:25 000) . . . . . Tafel 1
Geologische Profile 1–9 (1:25 000) . . . . . Tafeln 2a und 2b
Tektonische Übersicht (1:50 000) . . . . . Tafel 3

Textfiguren

Stratigraphischer Teil

Fig. 1 Geologische Aufnahmen auf Blatt 1088 Hauenstein (1:25 000) . . . 23
Fig. 2 Trigonodusdolomit-Lettenkohle-Gipskeuper 30
Fig. 3 Lias bei Chall-Weislen 32
Fig. 4 Lias bei Unter Erlimoos 33
Fig. 5 Lias der Bohrung B 3 34
Fig. 6 Murchisonaeschichten bei Wüesthöchi 37
Fig. 6 Murchisonaeschichten bei Schlössli 38
Fig. 8 Murchisonaeschichten bei Mieseren 39
Fig. 9 Sowerbyi-Sauzeischichten SW Horn 40
Fig. 10 Hauptrogenstein bei Allerheiligenberg 43
Fig. 11 Hauptrogenstein bei Homberg 45
Fig. 12 Hauptrogenstein bei der Hauensteinstrasse 46
Fig. 13 Callovien bei Allerheiligenberg 51
Fig. 14 Callovien bei Homberg 52
Fig. 15 Tertiär der Rickenbacher Mühle 62

Tektonischer Teil

Fig. 16A Neuhof 76
Fig. 16B Spittelberg 76
Fig. 17A Unter Erli 80
Fig. 17B Erliflue 80
Fig. 18A Fridlistolz 81
Fig. 18B Fridlistolz 81
Fig. 19 Profil von Hegiberg-Hauenstein (Dorf) 84
Fig. 20 Profil von Geissflue-Ober Erlimoos 86

LITERATURVERZEICHNIS

AMSLER, A. (1915): Zur Tektonik des Staffelegg-Gebietes. – Eclogae geol. Helv., Vol. 13, Nr. 4.

– (1926): Bemerkungen zur Juratektonik. – Eclogae geol. Helv., Vol. 20, Nr. 1.

– (1926): Bemerkungen zu einer tektonischen Jurakarte.– Eclogae geol. Helv., Vol. 19, Nr. 3.

BARTHOLET, H. U. (1963): Die Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Eptingen und Oltingen (Baselland). – Inaug.-Diss. (Verkürzte Fassung), Basel.

– (1964): Die Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Eptingen und Oltingen (Baselland). – Tätigkeitsbericht der Natf. Ges. Baselland, Band 23, 1961–1963.

BAUMBERGER, E. (1915): Beiträge zur Geologie der Umgebung von Biel und Grenchen. – Verh. Natf. Ges., Bd. 26.
– (1923): Bohnerz: Vorkommen im Juragebirge. – Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. Lagerstätte.
– (1927): Die stampischen Bildungen der Nordwestschweiz und ihrer Nachbargebiete mit besonderer Berücksichtigung der Molluskenfaunen. – Eclogae geol. Helv., Vol. 20, Nr. 4.
– (1934): Die Molasse des schweizerischen Mittellandes und des Juras. – Geol. Führer der Schweiz I.
BEHREND, F. (1927): Chemische Geologie.
BIRKHAUER, M. (1925): Geologie des Kettenjuras der Umgebung von Undervelier. – Inaug.-Diss., Basel.
BITTERLI, P. (1945): Geologie der Blauen- und Landskronkette südlich von Basel. – Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N. F. 81. Liefg.
BRINKMANN, R. (1954): Abriss der Geologie. – Bd. I und II.
BUXTORF, A. (1907): Zur Tektonik des Kettenjuras. – Ber. Vers. Oberrh. geol. Ver.
– (1908): Geologische Beschreibung des Weissensteintunnels und seiner Umgebung.– Beitr. geol. Karte der Schweiz, N. F. 21. Liefg.
– (1913): Die mutmasslichen geologischen Profile des neuen Hauenstein- und Grenchenbergtunnels im Schweizer Jura.
– (1916): Prognose und Befunde bei Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges. – Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. 27.
– (1917): Prognose und Befund beim Hauensteinbasistunnel. – Mitt. Aargauische Natf. Ges., Heft 14.
CELLIERS, J. B. (1907): Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Eptingen, Baselland. – Inaug.-Diss., Freiburg i. Br.
CLOOS, H. (1910): Tafel- und Kettenland im Basler Jura und ihre tektonischen Beziehungen nebst Beiträgen zur Kenntnis des Tertiärs. – N. Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. 30.
DELHAES, W., und GERTH, H. (1912): Geologische Beschreibung des Kettenjuras zwischen Reigoldswil (Baselland) und Oensingen (Solothurn). – Geol. und pal. Abh., N. F. Bd. 11 H. 1 (Jura).
ELBER, D. (1963): Die Geologie des Gebietes von Langenbruck am Oberen Hauenstein. Diss. (Original), Universität Basel.
ERNI, A. (1910): Das Rhät im schweizerischen Jura. – Eclogae geol. Helv., Vol. 11, Nr. 1.
– (1933): Demonstration ammonitischer Nebenformen aus dem Solothurner Jura. – Eclogae geol. Helv., Vol. 26, Nr. 2.
– (1941): Zur Stratigraphie und Paläontologie des oberen braunen Juras in der Gegend des Unteren Hauensteins. – Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. 122.
ERNI, A., und KELTERBORN, P. (1948): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz. – Beitr. z. Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, Liefg. 26, Bd. 2.
FISCHER, H., und LUTERBACHER, H. (1962): Das Mesozoikum der Bohrung Courtion I und Altishofen 1. – Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz.
FLEURY, E. (1909): Le Sidérolithique suisse. – Inaug.-Diss., Fribourg.
FRANK, M. (1930): Beiträge zur Stratigraphie und Paläographie des Lias α in Süddeutschland.
FREY, H. (1887): Geologie des Hauensteins. – Diplomarbeit (Original), ETH Zürich.
FRÖHLICHER, H. (1952): Beobachtungen an thermalen Quellen der beiden Hauensteintunnel. – Leben und Umwelt, Bd. 8.
– (1957): Nachweis von Ölsanden in der Molasse bei Olten. – Eclogae. Helv., Vol. 50, Nr. 1.
– (1957): Zur Geologie des alten Hauensteintunnels. – Oltener Neujahrsblätter.

GREPPIN, E. (1900): Über den Parallelismus der Malmschichten im Juragebirge. – Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. 12, Heft 3.
GRESSLY, A. (1928): Übersicht der geologischen Verhältnisse der Umgebung Oltens in bezug auf den Hauensteintunnel. – Mitt. Natf. Ges. Solothurn, Heft 8.
GÜLLER, A. (1959): Siderolithische Quarzsande an der Lägern. – Eclogae geol. Helv., Vol. 52, Nr. 2.
HARTMANN, A. (1917): Chemische und geologische Verhältnisse der Quellen von Lostorf und anderer Mineralquellen des östlichen Juras. – Mitt. Aarg. Natf. Ges., Heft 14.
HASSNEIN, G. (1962): Untersuchungen an Lössen der Nordschweiz. – Geogr. Helv., Bd. 17, Nr. 3.
HAUBER, L. (1960): Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Reigoldswil und Eptingen. – Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N. F. 112. Liefg.
HEIM, A. (1919): Geologie der Schweiz. – Leipzig.
HERZOG, P. (1956): Die Tektonik des Tafeljura und der Rheintalflexur südöstlich von Basel. – Eclogae geol. Helv., Vol. 49, Nr. 2.
JEANNET, A. (1916): Observations géologiques nouvelles dans le Jura bâlois et soleurois. – Eclogae geol. Helv., Vol. 14.
JUILLERAT, E. (1907): Relation entre le Malm du Jura central et celui du Canton d'Argovie. – Arch. d. Sc. Phys. et nat. Genève, Vol. 23.
KEHRER, L. (1922): Beiträge zur Kenntnis der Geologie von Olten, Aarburg und Umgebung. – Inaug.-Diss., Zürich.
LAUBSCHER, H. P. (1961): Fernschubhypothese der Jurafaltung. – Eclogae geol. Helv., Vol. 54, Nr. 1.
– (1962): Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung. – Eclogae geol. Helv., Vol. 55, Nr. 1.
LEUTHARDT, F. (1906): Beiträge zur Kenntnis der Hupper-Ablagerungen im Basler Jura. – Eclogae geol. Helv., Vol. 9, Nr. 1.
– (1916): Zur Paläontologie des Hauensteinbasistunnels. – Eclogae geol. Helv., Vol. 16, Nr. 1.
– (1920): Die Fossilien der Humphriesischichten aus dem Hauensteinbasistunnel. – Eclogae geol. Helv., Vol. 16, Nr. 1.
– (1922): Die Fossilien des oberen Doggers im Hauensteinbasistunnel. – Eclogae geol. Helv., Vol. 16, Nr. 5.
LIEB, F. (1951): Die Ammonitenhorizonte der Murchisonaeschichten des nordschweizerischen Juragebirges. – Eclogae geol. Helv., Vol. 44, Nr. 2.
– (1953): Neue Beiträge zur Erforschung der Ammonitenhorizonte der Murchisonaeschichten des schweizerischen Juragebirges. – Eclogae geol. Helv., Vol. 46, Nr. 2.
MANDY J. T. (1907): Geologische Untersuchungen in der Umgebung des Hauensteintunnels, Schweizer Jura. – Inaug.-Diss., Freiburg i. Br.
MERKI, P. (1961): Der obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. – Eclogae geol. Helv., Vol. 54, Nr. 1.
MOESCH, C. (1856): Das Flözgebirge im Kanton Aargau. – Denkschr. Schweiz. Natf. Ges., Bd. 15.
– (1867): Geologische Beschreibung des Aargauer Juras und der nördlichen Gebiete des Kantons Zürich. – Beitr. Geol. Karte der Schweiz, 4. Liefg.
– (1874): Der südliche Aargauer Jura und seine Umgebung. – Beitr. Geol. Karte der Schweiz, 10. Liefg.
MÜHLBERG, F. (1889): Kurze Skizze der geologischen Verhältnisse des Bözbergtunnels, des Hauensteintunnels, des projektierten Schafmattunnels und des Grenzgebietes zwischen Ketten- und Tafeljura überhaupt. – Eclogae geol. Helv., Vol. 1, Nr. 5.
– (1892): Kurze Schilderung des Gebietes der Exkursionen der Oberrheinischen Geologischen Gesellschaft vom 22. bis 24. April 1892 im Jura zwischen Aarau und Olten und im Diluvium bei Aarau. – Eclogae geol. Helv., Vol. 3, Nr. 3.

– (1893): Bericht der Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das Gebiet der Verwerfungen, Überschiebungsklippen im Basler und Solothurner Jura vom 7. bis 10. September 1892. – Eclogae geol. Helv., Vol. 3, Nr. 5.
– (1902): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das Grenzgebiet zwischen Ketten- und Tafeljura, in das aargauische Quartär und an die Lägern. – Eclogae geol. Helv., Vol. 7, Nr. 3.
– (1903): Zur Tektonik des nordschweizerischen Kettenjuras. – N. Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. 17.
– (1908): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Aarau. – Erläuterungen Nr. 8.
– (1915): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hauensteingebietes (Waldenburg-Olten). – Spezialkarte Nr. 73, Erläuterungen Nr. 16.
MÜHLBERG, M. (1900): Über die Stratigraphie des Braunen Juras im nordschweizerischen Juragebirge. – Inaug.-Diss., Zürich.
NABHOLZ, W. K. (1956): Untersuchungen über Faltung und Klüftung im Nordschweizerischen Jura. – Eclogae geol. Helv., Vol. 49, Nr. 2.
OPPLIGER, F. (1914): Die Spongien der Birmensdorferschichten des schweizerischen Jura. – Abh. d. schweiz. Pal. Ges., Vol. 40.
– (1926): Kieselspongien des schweizerischen Weissen Jura. – Abh. d. schweiz. Pal. Ges., Vol. 46.
QUERVIN, DE, F., und GSCHWIND, M. (1934): Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. – Bern.
RENZ, O. (1931): Über das Vorkommen von Cladocoropsiskalken im Schweizer Jura. – Abh. d. schweiz. Pal. Ges., Bd. 51.
ROLLIER, L. (1892): Terrains tertiaires du Jura bernois. – Eclogae geol. Helv., Vol. 3.
– (1903): Le plissement de la chaîne du Jura. – Ann. de Géographie, Tome 12.
– (1905): Die Bohnerzformation oder das Bohnerz und seine Entstehungsweise. – Vjschr. d. Natf. Ges. Zürich.
– (1910): Troisième supplément à la description géologique de la partie jurasienne de la feuille VII de la carte géologique de la Suisse au 1:100 000. – Nouvelle série, 25. Liefg.
– (1911): Les facies du Dogger ou Oolithique dans le Jura et les régions voisines. – Zürich.
RÜTIMEYER, L. (1862): Eocaene Säugetiere aus dem Gebiet des schweizerischen Juras.– Neue Denkschr., Allg. schweiz. Ges. f. d. ges. Natw., Bd. 19.
– (1892): Die eocaenen Säugetiere von Egerkingen. – Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. 10, H. 1.
SCHMASSMANN, H. J. (1945): Stratigraphie des mittleren Doggers der Nordschweiz. – Inaug.-Diss., Basel.
– (1955): Bericht über die petrographische Untersuchung von erratischen Blöcken aus dem Kanton Baselland. – Tätigkeitsber. d. Natf. Ges. Baselland, Bd. 20.
STAEHELIN, P. (1924): Geologie der Juraketten bei Welschenrohr, Kanton Solothurn. – Inaug.-Diss., Basel.
STÄUBLE, A. J. (1959): Zur Stratigraphie des Callovien im zentralen Schweizer Jura. – Eclogae geol. Helv., Vol. 52, Nr. 1.
STEHLIN, H. G (1910): Über die Säugetiere der schweizerischen Bohnerzformation. – Verh. Natf. Ges. d. Schweiz.
– (1914): Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und stratigraphische Verbreitung. – Sep. Ver. Natf. Ges. Basel, Bd. 25.
STINGELIN, T. (1903): Über ein im Museum zu Olten aufgestelltes Cranium von Elephas primigenius Blumenbach. – Abh. schweiz. Pal. Ges., Bd. 29, Nr. 5.
TRÜMPY, R. (1959): Hypothese über die Ausbildung von Trias, Lias und Dogger im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. – Eclogae geol.Helv., Vol. 52, Nr. 2.

TRUNNINGER, E. (1922): Arsen als natürliches Bodengift in einem schweizerischen Kulturboden. Der Boden der Erzmatt bei Buus (Baselland). – Mitt. aus der schweizerischen agrikulturchemischen Anstalt, Bern.
VILLIERS, DE, L. (1907): Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Eptingen und Läufelfingen. – Inaug.-Diss., Freiburg i. Br.
VONDERSCHMITT, L (1941): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft im nordschweizerischen Jura. – Eclogae geol. Helv., Vol. 34/1.
– (1942): Die geologischen Ergebnisse der Bohrung von Hirtzbach bei Altkirch (Oberelsass). – Eclogae geol. Helv., Vol. 35, Nr. 1.
VONDERSCHMITT, L., und TSCHOPP, H. J. (1953): Die Jura-Molassegrenze in der Bohrung Altishofen. – Bull. Ver. schweiz. Petrol. Geol. u. Ing., Vol. 20, Nr. 58.
WIEDENMAYER, C. (1923): Geologie der Juraketten zwischen Balsthal und Wangen a. A. – Beitr. Geol. Karte d. Schweiz., N. F. 48. Liefg. 3.
WIESMANN, E. (1917): Der Bau des Hauensteintunnels, Basel–Olten. – Denkschrift.
ZIMMERMANN, H. W. (1961): Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland (Schweiz). – Inaug.-Diss., Zürich.

KARTENVERZEICHNIS

Topographische Karten

Landeskarte der Schweiz 1:25000
- Blatt 1088: Hauenstein
- Blatt 1089: Aarau
- Blatt 1108: Murgenthal

Geologische Karten

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200000
- Blatt 2: Basel–Bern (1942)

Geologische Karte der Schweiz 1:100000
- Blatt 8: Aarau–Luzern–Zug–Zürich (2. Auflage 1913)

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000
- Blatt 96–99: Laufen–Bretzwil–Erschwil–Mümliswil (1936)

Geologische Spezialkarten 1:25000 und 1:50000
- Nr. 1 Karte vom Kanton Basel, von A. MÜLLER (1862) 1:50000
- Nr. 45 Geol. Karte der Umgebung von Aarau, von F. MÜHLBERG (1908)
- Nr. 67 Geol. Karte des Gebietes Roggen–Born–Boowald, von F. MÜHLBERG und P. NIGGLI (1912)
- Nr. 73 Geol. Karte des Hauensteingebietes, Waldenburg–Olten, mit Profiltafel, von F. MÜHLBERG (1914)

Geologische Karten aus der Literatur 1:25000
- Geol. Karte des Gebietes um Eptingen (s. Lit. CELLIERS, J. B. 1907)
- Geol. Karte des Kettenjuras zwischen Reigoldswil und Oensingen (s. Lit. DELHAES, W., und GERTH, H. (1912)
- Geol. Karte des Gebietes um den Hauensteintunnel (s. Lit. MANDY, J. T. 1907)
- Geol. Karte des Gebietes um Eptingen (s. Lit. VILLIERS DE, L., 1907)

EINLEITUNG

Topographische Übersicht

Auf dem Blatt Hauenstein, Nr. 1088 der Landeskarte 1:25000, befindet sich das Untersuchungsgebiet im SE-Quadranten (Fig. 1).

Die Grenzen des bearbeiteten Gebietes verlaufen im Süden entlang dem Kartenblatt von Aarburg nach Hägendorf, im Norden von der Passhöhe des Unteren Hauensteins bis Eptingen. Im E erstreckte sich die Untersuchung bis zum Rand des Kartenblattes, im W dagegen nur bis zur Linie Eptingen–Hägendorf.

In Fig. 1 ist die Aufteilung des vorliegenden Kartenblattes Nr. 1088 in 4 Quadranten dargestellt. Nach dieser Einteilung erfolgte in den letzten Jahren eine neue geologische Aufnahme und Kartierung durch die in Fig. 1 in Klammern angegebenen Autoren. Die Zahlen 146 bis 149 beziehen sich auf die alte Einteilung der Siegfriedkarte.

Geographisch betrachtet liegt das Gebiet zu einem Drittel im Mittelland, zu den restlichen zwei Dritteln im Faltenjura, der aus einem System von Längstälern und parallel dazu verlaufenden Höhenzügen besteht. Nur wenige Quertäler gewährleisten die NS-Entwässerung der Wasserläufe.

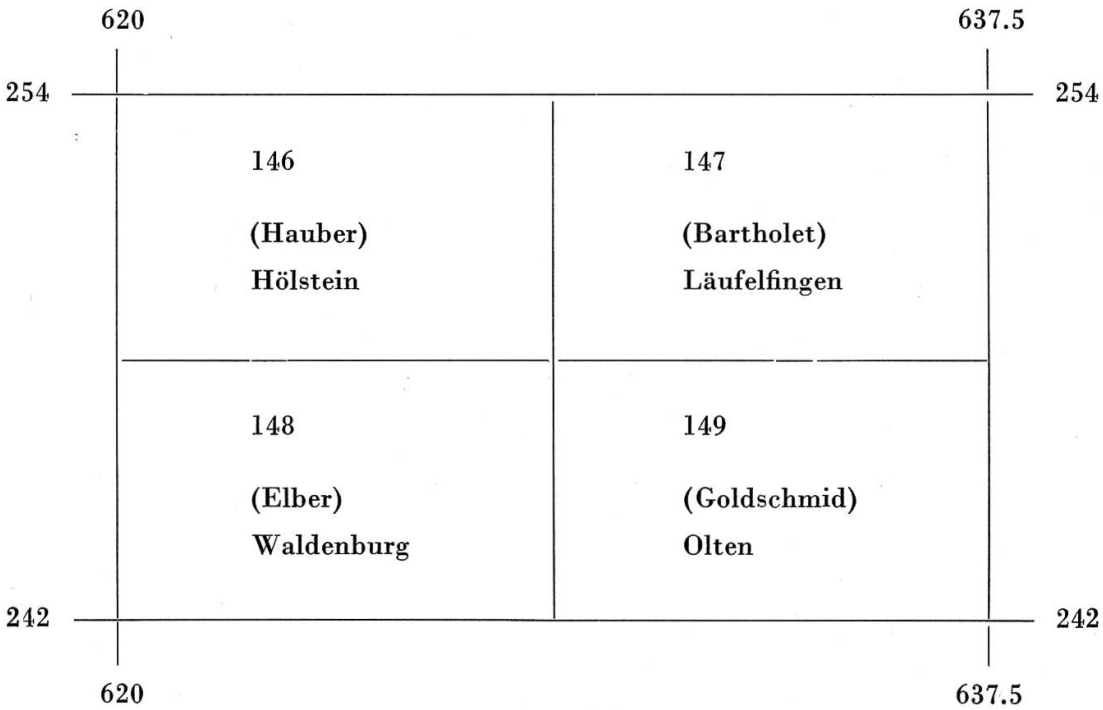


Fig. 1 Geologische Aufnahmen auf dem Blatt 1088 Hauenstein sowie alte Einteilung der Siegfriedkarte mit Namen der neuesten Bearbeiter (in Klammern)

Olten, die grösste Ortschaft im Untersuchungsgebiet, liegt noch im Bereich des Mittellandes. Die verkehrstechnisch günstige Lage bewirkte die rasche Entwicklung der Stadt zu einem wichtigen Knotenpunkt, vor allem für die Eisenbahn. In diesem Zusammenhang sind die beiden Eisenbahntunnel (alter Hauensteintunnel aus dem Jahre 1858 und Hauensteinbasistunnel aus dem Jahre 1916) zu erwähnen, die beide wertvolle geologische Aufschlüsse lieferten.

Zurzeit haben die Bauarbeiten am Belchentunnel begonnen, der im Rahmen des Nationalstrassenbaus die NS-Verbindung und den Anschluss an das Autobahnnetz des Mittellandes herstellen soll.

Geologische Übersicht

Die geologische Lage des Untersuchungsgebietes wird in der tektonischen Übersichtskarte (Tafel 3) dargestellt.

Der Kettenjura, der hier von SW nach NE streicht, besteht aus einem Faltenbündel von mehreren Antiklinalen und Synklinalen, die morphologisch deutlich hervortreten. Das detaillierte Studium der tektonischen Verhältnisse hat jedoch ergeben, dass diese wesentlich komplizierter sind, als man aus den morphologischen Formen hätte erwarten können.

Teilweise sind die Falten stark zusammengepresst und von einer grossen Anzahl gleichförmig verlaufender Querstörungen durchsetzt. Wie aus der Profilserie (Tafel 2 a+b) hervorgeht, sind die Gewölbe meist auf die nördlich anschliessende Mulde überschoben.

Im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes kommen wir noch in den Bereich der Muschelkalkschuppen, die auf den Tafeljura aufgeschoben wurden. Südlich von Eptingen sind diese Verhältnisse besonders ausgeprägt.

Die stratigraphische Untersuchung der Schichtfolge von der Trias bis zum Quartär wurde teilweise nur insofern detailliert durchgeführt, als es für die tektonische Interpretation notwendig erschien. Wie im Abschnitt der Stratigraphie erwähnt wird, liegen heute für mehrere Schichtgruppen spezielle Untersuchungsergebnisse vor, so dass von einer weiteren Bearbeitung dieser Gruppen abgesehen wurde.

Historischer Überblick

Die ersten geologischen Untersuchungen in diesem Gebiet stammen von P. Merian aus dem Jahr 1821 und wurden von A. Müller (1859 und 1878) weitergeführt.

Seither veröffentlichten verschiedene Geologen die Resultate ihrer wissenschaftlichen Beobachtungen, die sie in der Gegend des Unteren Hauenstein und der Umgebung von Olten gemacht hatten. Teilweise befassten sich die Autoren entweder nur mit stratigraphischen, andere wiederum ausschliesslich mit tektonischen Problemen, während einzelne von allgemein geologischen Untersuchungen berichten.

Anfangs des Jahrhunderts haben Schüler von STEINMANN aus Freiburg i. Br. im Rahmen ihrer Dissertationen geologische Untersuchungen in der Gegend von Eptingen und Läufelfingen durchgeführt. Dies waren J. B. CELLIERS (1907) bei Eptingen, L. de VILLIERS (1907) zwischen Eptingen und Läufelfingen, sowie J. T. MANDY (1907) in der Umgebung des alten Hauensteintunnels.

MÜHLBERG (1914) veröffentlichte erstmals eine geologische Karte des Untersuchungsgebietes auf der Grundlage des alten Siegfriedatlasses 1:25000 (Blätter Nr. 146, 147, 148, 149). Die dazugehörenden Erläuterungen, aus demselben Jahr, enthalten nur einen stratigraphischen Teil, während die Tektonik in einer grossen Profiltafel dargestellt ist. Auf der Grundlage der neuen Landeskarte 1:25000 (Blatt Nr. 1088, Hauenstein) haben L. HAUBER (1961), D. ELBER und H. U. BARTHOLET (1963) die Geologie der Nachbargebiete nördlich, nordwestlich und westlich (Fig. 1) neu kartiert.

Aus dem Jahre 1922 stammt die geologische Bearbeitung der Umgebung von Olten von L. KEHRER, unter besonderer Berücksichtigung der Malmstratigraphie.

Aus dem letzten Jahrhundert liegen aus diesem Juraabschnitt vor allem stratigraphische Arbeiten vor. Als erster hat C. MOESCH (1874) die Schichtserien der Trias, des Jura und Tertiär beschrieben. Ihm folgten ROLLIER (1892, 1905, 1911) (Dogger-Tertiär), M. MÜHLBERG (1900) (Dogger), BAUMBERGER (1923, 1927, 1934) (Tertiär); in neuerer Zeit H. J. SCHMASSMANN (1945) (Hauptrogenstein), A. STÄUBLE (1959) (Callovien) und P. MERKI (1961) (Muschelkalk).

Die tektonischen Probleme wurden vor allem in verschiedenen Publikationen von F. MÜHLBERG (Exkursionsberichte), A. AMSLER und A. BUXTORF erörtert. Letzterer hat wohl die ausführlichste Arbeit geliefert, gestützt auf die Befunde des Hauensteinbasis- und Weissensteintunnels.

Von H. P. LAUBSCHER (1961, 1962) stammen die neuesten Arbeiten über tektonische Fragen des gesamten Jura. Anhand mechanischer und geometrischer Überlegungen erweitert er die Abscherungstheorie von A. BUXTORF zur Fernschubhypothese.

STRATIGRAPHIE

Allgemeines

In der vorliegenden Arbeit wurden von den im Untersuchungsgebiet angetroffenen Schichten (Trias bis Malm) nur jene Stufen detailliert beschrieben und in stratigraphischen Profilen dargestellt, die nicht schon von anderen Autoren eingehend untersucht worden sind.

Dies gilt z. B. für den Muschelkalk, den P. Merki (1961) untersuchte. Er berücksichtigte dabei in seiner Arbeit verschiedene Profile aus der Muschelkalkschuppenzone südlich von Eptingen.

Nicht näher eingegangen wurde auch auf die Malmstratigraphie, die bereits C. Moesch (1874) und L. Kehrer (1922) beschrieben haben, und die neuerdings Inhalt einer regionalen Untersuchung ist, die von der Universität Zürich durchgeführt wird.

Wertvolle Angaben für eine detaillierte Beschreibung des Keuper und Lias lieferten verschiedene Bohrungen, die für die Prognose des Belchentunnels abgeteuft worden waren.

Aus einzelnen Schichtstufen, vor allem des Unteren Dogger (Murchisonaeschichten), wurde eine grosse Anzahl Fossilien aufgesammelt, die freundlicherweise von Herrn Prof. F. Lieb bestimmt wurden. Ihm verdanke ich auch die stratigraphischen Profile dieser Schichten auf den Seiten 37–40.

Gestützt auf die ausführliche Arbeit von H. Schmassmann (1945) über den Hauptrogenstein wurden an mehreren Stellen von diesen Schichten genaue Profile aufgenommen. Es galt eine Korrelationsmöglichkeit einzelner Lagen zu suchen. Hierbei wurde jedoch festgestellt, dass infolge starken Wechsels im Sedimentationszyklus eine Parallelisierung einzelner Horizonte, auch über kleine Distanzen, sehr fragwürdig erscheint.

Verschiedene Horizonte wurden auch in ihrer westlichen und östlichen Ausdehnung beschrieben, im allgemeinen sei jedoch für weitere Details der nächsten Umgebung auf die Arbeiten von L. Hauber (1960), H. U. Bartholet (1963) und D. Elber (1963) hingewiesen.

Auf das besondere Problem der Kreide wird mangels näherer Anhaltspunkte nicht eingegangen. Obschon Beweise fehlen, wird jedoch vermutet, dass die Kreide im Untersuchungsgebiet primär fehlt.

Die Unterteilung der Schichtserien in der vorliegenden Arbeit erfolgte nach den für die Kartierung zweckmässigen lithologischen Merkmalen, wie sie bereits F. Mühlberg (1915) in den Erläuterungen Nr. 16 gewählt hatte.

TRIAS

MITTLERER MUSCHELKALK

Die ältesten Schichten, die im Untersuchungsgebiet angetroffen werden, gehören zur

Anhydritgruppe

Mächtige Dolomitbänke bilden den oberen Teil von etwa 40 m Mächtigkeit. Diese Serie nannte MÜHLBERG (1915) «Unterer Dolomit», während MERKI (1960) sie als Anhydritdolomit bezeichnet. Die unterliegende Sulfatzone oder Hauptanhydritgruppe (MERKI) ist oberflächlich im untersuchten Gebiet nicht aufgeschlossen, wurde aber im Hauensteinbasistunnel durchfahren. Sie besteht aus gutgebanktem, weisslichem, zellig-feinkörnigem Dolomit.

Die Obergrenze zum Trochitenkalk ist sehr scharf und durch eine deutliche Schichtfuge gekennzeichnet.

Die obersten Bänke des Dolomits der Anhydritgruppe sind in der Schuppenzone südlich Eptingen an mehreren Stellen aufgeschlossen und dienen der Unterscheidung der verschiedenen Muschelkalkschuppen.

OBERER MUSCHELKALK

Er wird unterteilt in:

Trigonodusdolomit		(oben)
Hauptmuschelkalk	Nodosuskalk Trochitenkalk	(unten)

Der Muschelkalk, der besonders gut südlich von Eptingen in der Schuppenzone aufgeschlossen ist, wurde von P. MERKI (1960) im Detail untersucht. Wir verweisen deshalb auf seine Arbeit, in welcher er diese Aufschlüsse in den Profilen 16, 17, 18 darstellt.

Hauptmuschelkalk

Der Trochitenkalk (20 m) ist ein dichter, spätiger, bräunlicher Kalk. Charakteristisch sind 20 bis 30 cm dicke Bänke mit einzelnen

Lagen voll *Encrinus liliiformis*, LAM. (daher auch Encrinitenkalk genannt).

Den Nodosuskalk (15–20 m) charakterisieren dünnplattige, graubraune Kalke mit muscheligem Bruch. In ihrem untersten Teil liegen einzelne dicke Bänke auf einer dünnen Mergellage, welche zugleich die Untergrenze zum Trochitenkalk bildet.

Der Übergang zum hangenden Trigonodusdolomit ist gleitend und zeigt sich hauptsächlich durch die langsame Zunahme des Dolomitgehaltes.

Obschon im ganzen Untersuchungsgebiet keine Ceratiten *(Ceratites nodosus)* gefunden wurden, ist doch die übliche Benennung dieser Schichten als Nodosuskalk beibehalten worden, im Gegensatz zu MERKI (1960), der in Anlehnung an MOESCH (1874) die Bezeichnung «Plattenkalk» vorgezogen hat. Mit Plattenkalk wird aber schon eine Schichtgruppe im Oberen Malm bezeichnet.

Die ganze Serie des Hauptmuschelkalks (Trochiten- und Nodosuskalk) erreicht eine Mächtigkeit von 35 bis 40 m.

Trigonodusdolomit

Über dem Hauptmuschelkalk folgt der hellbraune, poröse, z.T. zuckerkörnige Dolomit, abgelagert in dünnplattiger Sequenz mit schwarzen Tonhäuten zwischen den Schichten. Seine Mächtigkeit beträgt im Gebiet von Eptingen etwa 25 m.

An der Basis, teilweise übergehend in den Nodosuskalk, befindet sich der sogenannte Eptingeroolith (MERKI), der nur lokal von Bedeutung ist.

Im Trigonodusdolomit findet man häufig dunkle Silexknollen und Drusen mit weissem bis violettem Kalzit.

Gute Aufschlüsse bieten vor allem die Fahrstrassen von Eptingen nach S, westlich und östlich des Stambergs.

KEUPER

Die obersten Triasschichten bilden im Gelände breite Mulden mit verrutschter, teils sumpfiger Oberfläche. Allgemein sind darum die Aufschlüsse sehr schlecht. Die wichtigsten Daten über diese Formation ergaben die Bohrungen, die in neuester Zeit zur Prognose des Belchen-Strassentunnels abgeteuft wurden.

Die Keuperablagerungen erreichen eine Mächtigkeit bis zu 150 m mit folgenden Unterabteilungen:

Rhät (oben)
Bunte Mergel
Gansingerdolomit
Schilfsandstein
Gipskeuper
Lettenkohle (unten)

Die Beschreibung dieser Schichtfolge erfolgt von unten nach oben.

Lettenkohle

An der Basis tritt sporadisch über dem Trigonodusdolomit ein Bonebed (0–20 cm) auf mit kleinen Knochenresten und Fragmenten von *Myophoria*. Besonders schön wurden sie in einem Brunnenschacht der Mineralwasserfirma Eptingen erschlossen. Neuerdings wurde die Lettenkohle bei Umgebungsarbeiten am Nordportal des Belchentunnels aufgeschlossen. Von dieser Stelle stammt das Profil Fig. 2, welches von H. U. Bartholet aufgenommen und mir freundlicherweise überreicht wurde.

Über dem Bonebed liegen dunkle, schiefrige Tone, die Estherienschiefer, die nirgends mächtiger als 50 cm sind und reichlich Schuppen und Zähne, manchmal auch *Estheria minuta*, Goldf., enthalten.

Der Hauptkomplex der Lettenkohle besteht aus einer Folge von Dolomitbänken mit dünnen, schiefrigen Mergellagen, die etwa 10 cm mächtig werden. Kohlenlagen sind keine vorhanden, doch dürfte die dunkle Färbung der Mergel von reichlichem organischem Gehalt herrühren.

Gipskeuper

Über der Lettenkohle liegen 85 m graugrüne bis schwarze gipshaltige Mergel. Sie wurden in den genannten Bohrungen in grosser Mächtigkeit, stark verfaltet und zerbröckelt mit Gips und Anhydrit angetroffen.

Gips und Anhydrit treten in dünnen Bändern, Knollen oder Linsen und an der Basis als etwa 1 m mächtige Bänke auf.

Nach den Bohrbefunden liegt die Umwandlungszone des Anhydrits zu Gips in Tiefen zwischen 30 und 40 m. Die Feinfältelung wurde verursacht teils durch den Faltenvorgang, teils durch Volumenvergrösserung bei der Hydrierung des Anhydrits.

Schilfsandstein

Er besteht aus einer Serie von dolomitischem und sandigem Mergel von etwa 20 m Mächtigkeit.

Gansingerdolomit

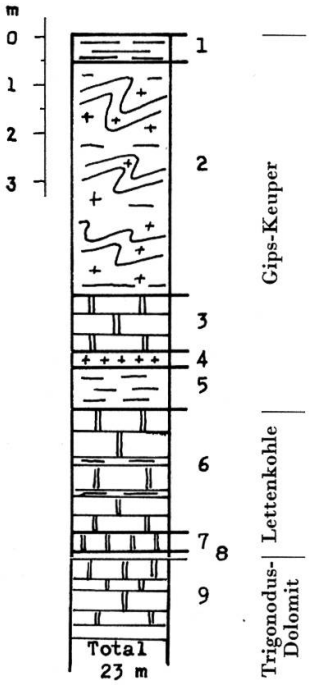
Die sehr harten und gutgeschichteten Dolomitbänke dieser Gruppe bilden teilweise kleine Geländekanten. Meistens sind sie jedoch durch Rutschmassen verdeckt. Diese auch als Steinmergel bekannten Lagen machten in den Bohrungen durch ihre Härte öfters Schwierigkeiten.

Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 10 m. Im Bach Chall–Weislen sind nur 3 m des Gansingerdolomits aufgeschlossen. Darunter folgen bereits die weichen, bröckeligen Mergel des Gipskeuper.

Bunte Mergel

Diese unregelmässig zerfallenden, roten und grünen, dolomitischen Mergel erreichen eine Mächtigkeit bis zu 25 m. Sie sind die im Gelände am häufigsten beobachtbaren Schichten des Keuper und fallen speziell durch ihre Färbung auf.

Fig. 2 Profil durch den Trigonodusdolomit, die Lettenkohle und den Gipskeuper E-Seite des Leisenbaches, nördlich des Portals des Belchentunnels (Aufgenommen von H. U. Bartholet)



Gipskeuper
1. Tone, grüne und ockerfarbige
2. Gips, unregelmässige Lagerung. Im oberen Teil kleine Verfältelung, Unten weiss mit grau-bräunlichen Bändern. Zum Teil rosafarbene Partien
3. Dolomite, feingebankt, leicht ockerfarbig, teilweise etwas grünlich
4. Gips
5. Ton, graugelb, an der Basis rotbraun

Lettenkohle
6. Dolomit, hellbeige und weich Kalzitdrusen, haarfeine Tonlagen, unten dünn gebankt (Grenzdolomit)
7. Dolomit, grau bis schwarz
8. Ton, schwarz, etwas limonitische Krusten und schiefrig (Estherienschiefer)

Trigonodusdolomit
9. Dolomit, graue bis beige dünnplattige Dolomite mit dunklen Silexknollen

Allgemeines über den Keuper

Verknüpft mit dem Gipskeuper treten oft Sickerungstrichter auf, die bis in grosse Tiefen reichen können. Im Gebiet von Weislen traf man im Quellschacht der Mineralwasserfabrik Eptingen in 17 m Tiefe auf typische Residualtone. Ausserdem zeigten 2 Bohrungen, dass die Trichter bis mehr als 40 m unter die Oberfläche hinunterreichen können.

Südlich von Eptingen wurde beim Bau der Zufahrt zum Nordportal des Belchentunnels ein grosser Trichter mit Residualtonen angeschnitten. Er liegt an einer Stelle, wo eine Muschelkalkschuppe auf den Gipskeuper aufgeschoben wurde. Das Einfallen der Schuppe beträgt 45°. Die Doline verläuft mit einem Einfallen von etwa 70° aus einer Höhe von 20 m bis in den Talboden. Während der untere Teil mit Residualtonen angefüllt ist, liegt der Muschelkalk der Schuppe darüber.

Grössere Ansammlungen von Dolinen seien erwähnt aus dem Gebiet zwischen Spittelberg und Neuhof (Koord. 630.150/245.825) und westlich von Weislen (Koord. 629.150/247.025).

Der Gansingerdolomit ist unvollständig nur im Bach zwischen Chall und Weislen sichtbar. Im allgemeinen sind diese Bänke durch Rutschmassen der darüberliegenden Bunten Mergel bedeckt.

Gekennzeichnet durch die rote und grüne Farbe, sind die Bunten Mergel südlich von Spittelberg und bei Horn schon aus grösserer Distanz sichtbar.

JURA

LIAS

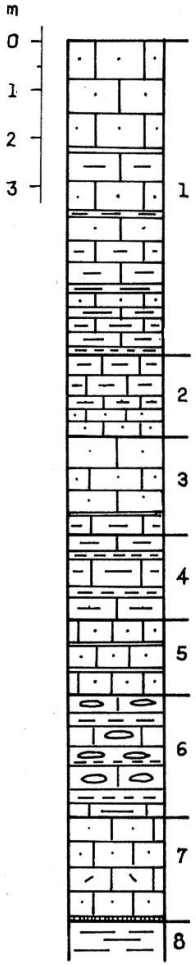
Lias s. str.

Im Gelände bildet der Lias kleine, meist bewaldete Rippen zwischen dem Keuper im Liegenden und dem Opalinuston im Hangenden.

Seine Mächtigkeit beträgt 30 m, doch ist nirgends ein vollständiges Profil sichtbar. Im östlichen Nachbargebiet hat D. Elber im Chilchzimmersattel ein schönes Profil aufgenommen, welches jedoch auch nicht die ganze Liasserie darstellt.

Im allgemeinen handelt es sich um eine Folge kalkig-mergeliger, oft auch etwas sandiger Bänke, von denen einzelne einen grossen Fossilreichtum aufweisen. Die vorherrschende Farbe der Schichten ist graublau bis schwarz, teilweise fleckig mit ruppiger Verwitterungsoberfläche.

Fig. 3 Profil des Unteren Lias zwischen Chall und Weislen, im Bach (Koord. 629.620/246.800)



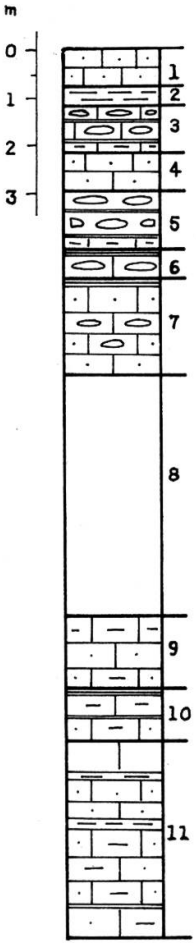
1. Sandige Kalke, hellgrau. Weisslich verwitternd. Oben massig, unten schiefrig. Fossilarm
2. Kalke, spätig und feinoolithisch, grau, gutgebankt. Einzelne Eisenooide. Unten Wechsellagerung Mergel/sandige Kalke
3. Sandige Kalke. Hellbraun mit schwarzen und grauen Bändern. Unten schiefrig
4. Wechsellagerung Mergel/weiche, sandige Kalkbänke (zum Teil etwas verdeckt)
5. Sandiger Kalk, hart, grauschwarz. Weissliche Verwitterung. Bänke 20–25 cm. Oben dünner mit Rostflecken. Unterste Lage fossilreich
   Arnicoceras Hartmanni Oppel
   Arnicoceras falcaries Quenstedt
   Nautilus sp.
   Arietiten
   Gryphaeen
   Belemniten
6. Kalklage, knauerig, mergelige Lagen, etwa 10 cm
7. Kalk, sandig, glimmerhaltig, grauschwarz. An der Basis 10 bis 15 cm bituminöse schwarzgraue Mergellage mit Fossilien:
   Coroniceras aff. rotiforme Sowerby
8. Keuper

Die beschriebenen Profile Fig. 3 und 4 umfassen lediglich die untersten Schichten des Lias, während das Bohrprofil Fig. 5 vermutlich den gesamten Komplex erfasst.

Im Profil Fig. 3 entsprechen die schwarzblauen, bituminösen Mergel an der Basis der Schicht 7 möglicherweise den Insektenmergeln, die erstmals von Heer (1879) von Schambelen (E von Brugg) beschrieben wurden. Sie erreichen dort eine Mächtigkeit von etwa 10 m, wogegen sie in nördlicher und westlicher Richtung eine starke Reduktion erleiden. Im aargauischen und Berner Kettenjura sind diese Lagen an der Basis des Lias nur noch 10 cm mächtig.

Über diesem Grenzhorizont folgen im Profil Fig. 3 etwa 4,8 m sandige Kalke (Schichten 6 und 7), die an Hand der spärlichen Fossilien in die Cardinienbänke (Angulatusschichten) gestellt werden können. Dieselben Schichten sind auch an der nördlichen Belchenfluestrasse bei

Fig. 4 Profil des Unteren Lias bei Unter Erlimoos
(Koord. 633.500/247.150)



– Opalinuston?

1. Dichter Kalk, etwas sandig, frisch graubraun, bräunlich verwitternd, regelmässig und gut gebankt
2. Dünnes Mergelband
3. Harter Knauerkalk mit dünnen Mergelzwischenlagen
4. Harter, dichter Kalk, gut gebankt, hellbraun bis grau
5. Wechsellagerung Knollenkalk/Knauerkalk mit dünnen Mergellagen
6. Mergellage, dunkel, fast schwarz. Darunter knolliger Kalk mit dünnen mergeligen Zwischenlagen
7. Kalk, schwarz mit Knauern. Basis dünne schwarze Mergel
8. Gehängeschutt
9. Dichter Kalk, grauschwarz, gut gebankt mit dünnen mergeligen Zwischenlagen
10. Schwarzgraue Mergel; darunter mergeliger Kalk, hellbraun, mit dünnen Mergellagen
11. Dickbankige Wechsellagerung von Mergel und Kalk
Fossilien:
Coroniceras aff. sauzeanum D'ORBIGNY
Coroniceras aff. bisculatum BRUG.
Arnicoceras semicostatum SIMPSON
Arnicoceras cf. Bodleyi HYATT
Gryphaeen
Belemniten

Punkt 888 anstehend, aus denen folgende Fauna im Schutt aufgesammelt wurde:

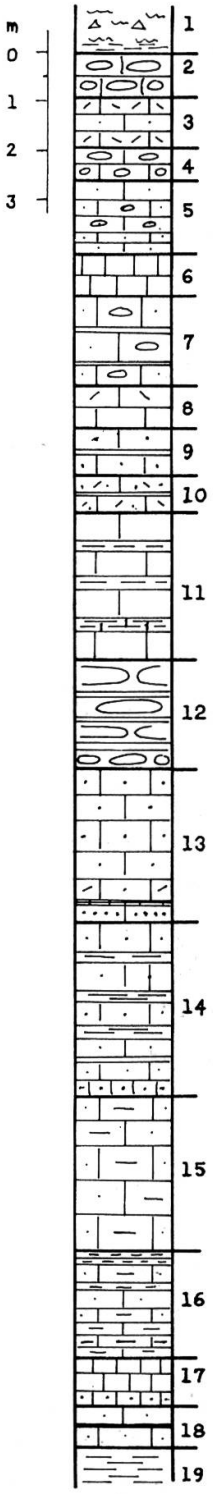
Schlotheimia cf. depressus WAHNER
Myacites liasinum ZIETEN
Arietiten (unbestimmbare Fragmente)
Gryphaeen
Belemniten

Mit Schicht 5 setzt eine Serie mergeliger und sandiger Kalke ein, die im oberen Teil (Schichten 1–4) sehr fossilarm ist. An Hand der Fossilien in Schicht 5 kann der untere Teil (5–7) als Arietenkalk bezeichnet werden. Dasselbe gilt auch für die Schichten im Profil Fig. 4, wo in der Schicht 11 verschiedene Fossilien des Arietenkalks gefunden wurden. Auch in diesem Profil ist der obere Teil der Serie äusserst fossilarm.

Die bestimmte Fauna entspricht den Angaben von M. FRANK (1930), und lässt sich mit den Fossilien des schwäbischen Raumes vergleichen.

Verschiedene kleine Liasaufschlüsse, die ebenfalls nur den Unteren Lias umfassen, sind sichtbar (von W nach E) bei Wüest, Spittelberg (Anhöhe gegen Neuhof), Unter Erli, nördlich Weidli, bei Horn, Linden-

Fig. 5 Profil durch den Lias. Bohrung B 3, westlich Chall (Koord. 629.138/246.325)



1. Gehängelehm mit Gesteinsbrocken. An der Basis graugrüne Mergel (Keuper verrutscht)
2. Knolliger Kalk, dicht, grau, mit einzelnen Phosphatknollen
3. Kalk, spätig, hart
4. Knollenkalk, dicht, grau
5. Kalk, sandig, mit einzelnen Kieselknollen. Unten feingeschichtet
6. Kalk, fein, dicht
7. Sandige Kalke, bräunlich-grau, mit dünnen Tonzwischenlagen und einzelnen Kieselknollen
8. Feingeschichteter Kalk, hart, grau, mit *Echinodermen*resten
9. Wechsellagerung sandiger Kalk/Tonlagen
10. Wie 9., zunehmend spätig
11. Wechselwirkung Kalk/Mergel, gegen unten Mergel abnehmend. *Belemniten*
12. Knaueriger Kalk mit schwarzen Tonlagen. Oben ohne markante Bankung. *Echinodermen*reste und *Belemniten*
13. Sandiger Kalk, hellgrau. Gegen unten sandiger mit tonigen Zwischenlagen. *Echinodermen*
14. Sandiger Kalk mit tonigen Zwischenlagen. Gegen unten härter
15. Sandig-toniger Kalk, dunkel, gut gebankt
16. Sandige Mergel, schwarz. Darunter hellgraue mergelige Kalke, sandig. Gegen unten Mergelzunahme
17. Grauschwarzer Kalk, hart, nach unten sandig. *Gryphaea*
18. Sandiger Kalk mit Tonhäuten. *Gryphaea* und *Terebratula*
19. Keuper: brecciöse, grüne Mergel, darunter Dolomitbänke mit grünen Mergeln

rain, östlich Schmutzberg (Hof) und südlich Eptingen in der Nähe des Hofes Dräier.

Da die oberflächlich aufgeschlossenen Liasprofile unvollständig sind, konnte die Mächtigkeit nur dank der Bohrung ermittelt werden, die westlich von Chall (Profil Fig. 5) abgeteuft wurde. Trotz Mangel an Fossilien nehmen wir an, dass in der Bohrung der vollständige Liaskomplex angebohrt wurde. Dadurch lässt sich feststellen, dass in dieser Gegend der Lias nicht mächtiger als 30 m ist.

In diesem 30 m mächtigen Profil kann die in nördlichen und östlichen Gebieten übliche Unterteilung nicht gemacht werden. Es fehlen die fossilreichen Schichten des Mittleren und Oberen Lias.

Leider sind die Angaben über den Lias in den Erläuterungen (Mühlberg) zum Blatt Hauenstein nicht unmissverständlich: die Gesamtmächtigkeit wird mit 35 m angegeben, aber die im Detail gegebenen Masse erreichen einen viel kleineren Betrag (12 m). Es stellt sich die Frage, ob das Profil nicht aus verschiedenen Aufschlüssen zusammengestückelt ist.

Opalinuston

Der nur selten gut aufgeschlossene Opalinuston besteht aus einer 100 m mächtigen Folge von graublauen bis bräunlichen Tonen mit feinverteilten Glimmerplättchen. Vereinzelt treten grauschwarze Geoden auf.

Der beste Aufschluss befindet sich in einer Mergelgrube der Zementfabrik Hunziker und Co., Olten, auf der Passhöhe des Unteren Hauensteins. Es handelt sich hier um Mittleren bis Unteren Opalinuston.

Der Fossilinhalt ist sehr gering und die seltenen Fundstücke sind schlecht erhalten, so dass die stratigraphische Eingliederung nur nach lithologischen Gesichtspunkten erfolgen kann. Aus fazieller Ähnlichkeit wird er hier unter Lias angeführt; er gehört jedoch dem Aalenien an, das neuerdings wieder zum Dogger gestellt wird.

Die Tone sind leicht erweichbar und bilden mächtige tonig-lehmige Verwitterungsschichten, die überall zu Rutschungen Anlass gaben. Wo die Zerklüftung tiefer greift, geraten ganze Schichtpakete ins Rutschen und ziehen oft Bergstürze in darüberliegenden härteren Schichten des Unteren Dogger und des Hauptrogenstein nach sich.

Früher wurde der Opalinuston von den landwirtschaftlichen Betrieben als Düngemittel (sogenannter Niet) verwendet. Die Wirkung beruht hauptsächlich auf der Neutralisation saurer Böden durch die im

Opalinuston enthaltenen Si-, Al- und Fe-(III)-Oxyde. Zeugen dieser Anwendungsmöglichkeit sind nur noch die kleinen verfallenen Gruben in der Nähe der Bauernhöfe.

DOGGER

Unterer Dogger

Folgende Schichten zwischen dem Opalinuston und Hauptrogenstein werden im Unteren Dogger zusammengefasst (von oben nach unten):

Blagdenischichten Humphriesischichten Sauzeischichten Sowerbyischichten	Bajocien
Murchisonaeschichten –	Aalenien

Die vorliegende Zusammenfassung wurde bereits von F. Mühlberg in den Erläuterungen zum Blatt Hauenstein durchgeführt und zeigt sich auch zweckmässig aus kartierungstechnischen Gründen.

Unsere Gruppierung ist im Grunde genommen eine lithologische.

Die ganze Serie des Untern Dogger ist im allgemeinen schlecht aufgeschlossen, da die Bänke unterhalb der Hauptrogensteinflühe oft mit Gehängeschutt bedeckt sind.

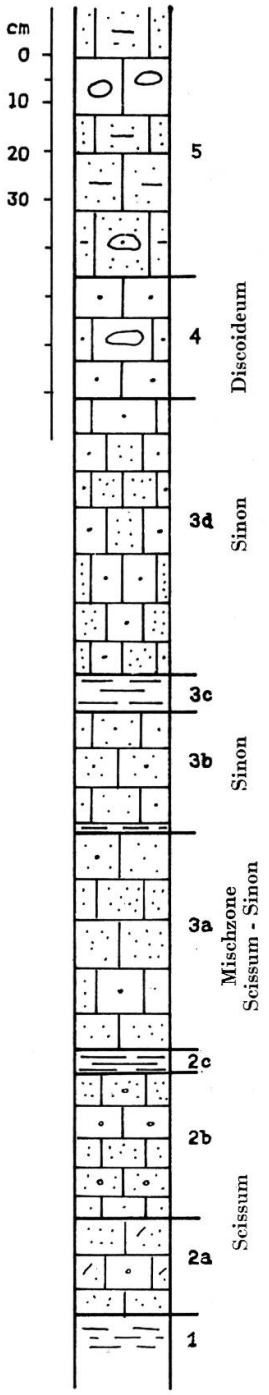
Die Mächtigkeit des Komplexes beträgt 70 bis 75 m.

Murchisonaeschichten

Die Murchisonaeschichten gehören eigentlich ins Aalenien, zusammen mit dem Opalinuston, von dem sie sich aber durch die braune Färbung infolge hohen Eisengehaltes und die kalkigere Beschaffenheit unterscheiden. Es sind dunkelgraue bis braune, teils oolithische mergelig-sandige Kalke, öfters sehr fossilreich.

Im Untersuchungsgebiet sind die Murchisonaeschichten nur in der Nähe der Froburg (Koord. 634.050/248.050) in der gesamten Mächtigkeit aufgeschlossen. Dort hat H. U. Bartholet mit Herrn Prof. Dr. F. Lieb das Profil vom Opalinuston bis zu den Sauzei-Sowerbyi-Schichten aufgenommen. Die Murchisonaeschichten erreichen an dieser Stelle eine Mächtigkeit von 13,6 m und konnten an Hand der Ammonitenfauna den üblichen Zonen zugeschrieben werden.

Fig. 6 Profil der Unteren Murchisonaeschichten bei Wüesthöchi
(Koord. 627.810/245.125)



5. Hellgrauer sandiger Mergelkalk mit Konkretionen von konzentrischer Struktur und Limonitknollen

4. Leicht oolithischer, grünlich-gelber sandiger weicher Mergelkalk mit Limonitknollen

3d. Grauer, harter, schwach oolithischer sandiger Kalk

3c. Bräunliche, eisenschüssige, etwas sandige Mergellage

3b. Grauer, schwach oolithischer sandiger Kalk mit Eisenoolithen
Costileioceras cf. uncum HORN
Costileioceras discoideum
Homoeorhynchia stephani DAVIDSON
Staufenia staufensis (in verrutschtem Schichtpaket)

3a. Schwach eisenoolithischer grauer, sandiger Kalk
Costileioceras costatum HORN
Costileioceras enade HORN
Ancaleioceras costatum BUCKMAN
Leioceras acutum QUENSTEDT
Lobothyris latilingua ROTHPLETZ

2c. Schwach oolithische Mergelfuge mit sandiger und kalkiger Lage. *Ammoniten*

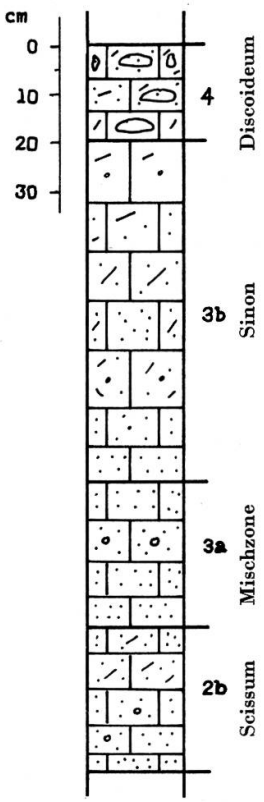
2b. Stark eisenoolithischer dunkelgrauer sandiger Kalk
Leioceras cf. lineatum BUCKMAN
Leioceras bifidatum BUCKMAN
Costileioceras aff. uncinatum BUCKMAN
Costileioceras uncinatum BUCKMAN

2a. Unregelmässiger, graubrauner, stark eisenschüssiger, sandiger, zum Teil spätiger Kalk mit limonitverkrusteten Knollen. (Basis) *Costileioceras uncum* BUCKMANN

1. Opalinuston, blaugrauer Ton mit Glimmer und einzelnen Kalkknauern

Weitere Vorkommen, die allerdings nur einzelne Zonen umfassen, wurden in den Profilen Fig. 6 (Wüesthöchi), Fig. 7 (N von Schlössli) und Fig. 8 (Mieseren) dargestellt.

Fig. 7 Profil des mittleren Teils der Murchisonaeschichten nördlich von Schlössli (N Hägendorf)
(Koord. 629.325/245.075)



4. Knolliger, grauer bis braungrüner sandiger und spätiger Kalk, zum Teil mergelig mit Eisenoolith
Costileioceras sinon BAYLE
Costileioceras discoideum QUENSTEDT
Ludwigia cf. horni LIEB et BODMER
Ludwigia cf. laevigata BUCKMAN
Lophrothyris potroviensis BUCKMAN

3b. Dunkelgrauer, stark eisenoolithischer ruppiger Kalk. Oben weniger oolithisch und spätiger
Costileioceras acutum QUENSTEDT
Costileioceras cf. acutum QUENSTEDT
Costileioceras costatum HORN
Costileioceras uncinatum HORN
Ancalioceras costatum BUCKMAN
Ancalioceras helveticum HORN

3a. Grauer, sandiger, eisenschüssiger Kalk. Spärlich etwas Eisenoolith
Nautilus
Leioceras cf. lineatum BUCKMAN
Costileioceras costatum HORN
Costileioceras sinon BAYLE
Costileioceras uncinatum HORN
Ancalioceras costatum BUCKMAN
Ancalioceras capillare BUCKMAN
Ancalioceras helveticum HORN

2b. Graubräunlicher, eisenschüssiger Kalk, zum Teil spätiger und sandiger Kalk mit spärlichen Oolithen
Tmetoceras scissum
Costileioceras unicinatum BUCKMAN
Leioceras comptum REINECKE

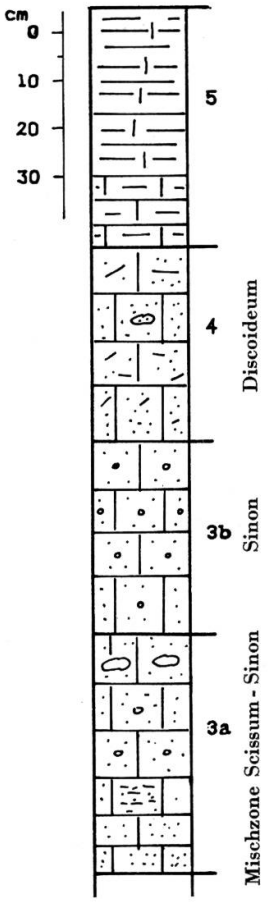
Die Aufnahme dieser Profile sowie die Zusammenstellung der Fossillisten erfolgte in Zusammenarbeit mit Herrn Prof. Dr. F. LIEB, dem ich an dieser Stelle für seine Bemühungen vielmals danken möchte.

Die Numerierung wurde von Herrn Prof. Dr. F. LIEB übernommen, wobei die mit Nr. 2 bezeichneten Schichten zur Scissumzone, die mit Nr. 3 zur Sinonzone gehören. Eine Mischzone (3a) charakterisiert den Übergang von 3 zu 4. Die Schicht Nr. 4 entspricht der Discoideumzone. Mangels Fossilien kann Nr. 5 nicht einer Zone zugeschrieben werden.

Die einzelnen Zonen können manchmal in einen oberen und unteren Teil geteilt werden.

Die meist stark zerrütteten Schichtpakete, die teilweise eine reiche Fauna zeigen, gehören zu den unteren und mittleren Murchisonaeschichten. Im Schutt wurden auch noch Fossilien aus höheren Zonen gefunden.

Fig. 8 Profil durch den mittleren Teil der Murchisonaeschichten bei Mieseren (Koord. 632.260/246.000)



5. Mergelbank, graubraun
Brasilina cf. Blagdeni BUCKMAN
Ludwigia murchisonae SOWERBY
Ludwigia taberculata BUCKMAN
Ludwigia sp.

4. Grauer, spätiger, sandiger, knaueriger und knolliger Kalk. Einzelne Nester mit Eisenooiden. Rutschharnisch

3b. Grauer bis hellbrauner, stark eisenschüssiger sandiger Kalk. Braun verwitternd
Costileioceras uncum HORN
Costileioceras onode HORN
Gegeria fusciata BUCKMAN

3a. Braungrauer, ruppiger, sandiger Kalk. Etwas eisenschüssige, spätige Lagen. Teilweise auch knollig, mit Pyrit und Nestern von Eisenooiden
Costileioceras acutum QUENSTEDT
Costileioceroas costatum HORN
Costileioceras uncum HORN
Leioceras helveticum HORN
Leioceras comptum REINECKE
Leioceras thompsoni BUCKMAN
Leioceras cf. plectile BUCKMAN

Fossilliste der aufgesammelten Fauna aus nichtanstehenden Blöcken im Schutt.

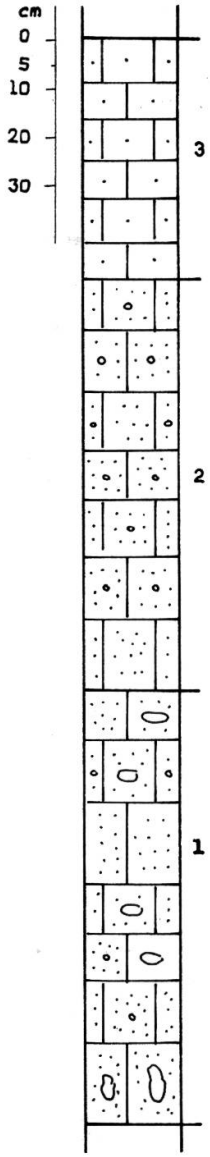
Canavarella belophora BUCKMAN
Leioceras opalinum REINECKE
Leioceras cf. compactum REINECKE
Leioceras comptum REINECKE
Leioceras cf. undulatum BUCKMAN
Leioceras thompsoni BUCKMAN
Leioceras plectile BUCKMAN
Leioceras cf. lineatum BUCKMAN
Leioceras uncum BUCKMAN
Leioceras sublaevi HORN
Leioceras costatum HORN
Leioceras enode HORN
Ancalioceras cf. capillare BUCKMAN
Brachiopoden:
Homorhynchia friseni BRANCO
Homorhynchia stephani DAVIDSON
Rhynchonella cymatophora ROTHPLETZ
Rhynchonella cf. mutans ROTHPLETZ

Rhynchonella rubisaxensis var. elongata ROTHPLETZ
Globirhynchia subobsoleta DAVIDSON
Sphaeroidothyris conglobata var. subferrai ROTHPLETZ
Sphaeroidothyris conglobata var. engenii ROLLIER
Lobothyris latilingua ROTHPLETZ

Sowerbyi- und Sauzeischichten

Die Schichten sind geringmächtig und nur an wenigen Stellen sichtbar, meist aber auch dort nicht sicher anstehend.

Fig. 9 Profil der Sowerbyi- und Sauzeischichten SW Horn
(Lokalität früher Hansenboden genannt)
(Koord. 631.700/245.675)
Schichtnummern von Herrn Prof. Dr. F. LIEB übernommen



3. Gleichmässiger grauer, stark eisenoolithischer sandiger Kalk
Plagiostoma tunoni MERIAN
Chlamys ambigenus MÜNSTER
Emileia grandis QUENSTEDT
Emileia polyochides WAAGEN
Acanthothyris costata D'ORBIGNY
Acanthothyris spinosa LINNE
Acanthothyris meriani OPPEL
Goniothyris gravida
Heimia walkeri ROLLIER
Chondroceras cf. gervillei SOWERBY
Lobothyris retracardinata ROTHPLETZ

2. Grauer, sandiger, eisenoolithischer Kalk mit ziemlich grossen Knollen
Acanthothyris tenuispina WAAGEN
Acanthothyris costata D'ORBIGNY
Chartonithyris wilsoni BUCKMAN
Chartonithyris uptoni BUCKMAN
Lobothyris punctata var. oolithica ROTHPLETZ
Terebratula cf. endesi
Terebratula farenaica BUCKMAN
Gervillia acuta SOWERBY
Pholadomya Murchisoni SOWERBY
Pholadomya fidicula SOWERBY
Camptonectes lens SOWERBY
Plegromya fermitiva MÜNSTER
Lima (Radula) subcurdiiformis GREPPIN
Modiola sowerbiana D'ORBIGNY
Chlamys dewalquei OPPEL
Avicula gingensis OPPEL
Belemnites sp.

1. Grauer, harter, eisenschüssiger, schwach eisenoolithischer, ruppiger und knolliger sandiger, etwas spätiger Kalk

Es handelt sich um ruppige Kalke, die teilweise eisenoolithisch sind. Ihre Farbe ist vorwiegend graubraun bis schwarz. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 2 und 6 m.

Die beste Fundstelle liegt etwa 370 m SW Horn und wird im Profil Fig. 9 dargestellt. Früher wurde dieser Fundort «Hansenboden» genannt. Die Aufnahme und Bestimmung der Fauna erfolgte zusammen mit Herrn Prof. Dr. F. Lieb.

Anhand der Fauna kann die Schicht Nr. 3 zu den Sauzei-, Nr. 2 hingegen zu den Sowerbyischichten gezählt werden. Lithologisch gehört wahrscheinlich auch Nr. 1 zu den Sowerbyischichten.

Eine weitere reiche Aufsammlung von A. Erni liegt unbestimmt im Naturhistorischen Museum in Basel. Sie stammt ausschliesslich aus einem nichtanstehenden grossen Block.

Humphriesischichten

Hellbraune bis sandige Kalke mit eisenoolithischen und mergeligen Partien werden als Humphriesischichten betrachtet. Sie sind in dieser Gegend weniger fossilreich als im Hauensteinbasistunnel.

Aus den Deponien dieses Tunnels hat F. Leuthardt (1916 und 1920) eine grosse Anzahl Fossilien aufgesammelt und Listen publiziert.

Im Hinblick auf die lithologisch schwer unterscheidbaren Gesteine der Sowerbyi-, Sauzei- und Humphriesischichten ist es wohl möglich, dass sich einige Ungenauigkeiten eingeschlichen haben.

Die Humphriesischichten konnten im Untersuchungsgebiet nur im Blockschutt gefunden werden, so dass die Mächtigkeitsangabe von etwa 3 m eine grobe Schätzung darstellt, gestützt auf Daten der benachbarten Arbeitsgebiete.

Blagdenischichten

Die obersten Schichten des Unteren Dogger, die Blagdenischichten, werden von einer 30 bis 35 m mächtigen Wechsellagerung von grauen, mergeligen bis sandigen und knauerigen Kalken mit mergelig-schiefrigen Zwischenlagen gebildet.

Einzelne Bänke sind reich an *Posidonien*, während die ganze Serie im allgemeinen sehr fossilarm ist. Das Leitfossil, *Stephanoceras blagdeni* Sowerby konnte nirgends aufgefunden werden.

An einzelnen Stellen, z. B. SW Horn unterhalb der Hornflue am Rankbrünnli (Hauensteinstrasse), sowie westlich Challhöchi ist die mehr oder weniger monotone Serie anstehend. Im Aufschluss westlich Challhöchi

scheint die Mächtigkeit 50 m zu betragen, vorgetäuscht durch die tektonische Störung, die dort hindurchzieht.

Die Mächtigkeit ist im allgemeinen über weite Gebiete, gegen W und E, sehr konstant. Erst östlich der Aare, im Randengebiet, keilt die Serie auf wenige Meter aus.

Gegen oben nimmt der Kalkgehalt rasch zu, gleichzeitig treten auch einzelne Oolithe auf. Die Oolithe in den obersten Lagen markieren den Übergang zum hangenden Hauptrogenstein.

Hauptrogenstein

Die hellgelb bis bräunlich verwitternden oolithischen Kalke des Hauptrogenstein bilden steile Felswände und markante Rippen.

Im grossen und ganzen handelt es sich, wie schon F. MÜHLBERG festgestellt hat, um eine ziemlich monotone Serie von etwa 100 m, die folgendermassen unterteilt wird (von oben nach unten):

Oberer Hauptrogenstein
Homomyen-Mergel
Unterer Hauptrogenstein

In den Profilen Fig. 10, 11, 12 werden die Hauptrogensteinschichten lithologisch beschrieben. Sie sind im ganzen Gebiet äusserst fossilarm.

H. SCHMASSMANN gibt in seiner regionalen Bearbeitung des Hauptrogenstein 2 Profile aus dieser Gegend (1945: Profile Nr. 49 und 50, Seiten 135 und 136).

Unterer Hauptrogenstein

Der Untere Hauptrogenstein besteht in der Hauptsache aus dichten graublauen oolithischen Kalken, die hellbraun bis gelblich-weiss anwittern. Die Serie ist 60 bis 70 m mächtig.

An der Basis besteht der Untere Hauptrogenstein vornehmlich aus feinen Oolithen und Pseudo-Oolithen. Letztere zeigen nicht die für die Ooide typische konzentrische Struktur und enthalten keine Kerne.

Das Bindemittel ist im unteren Teil des Unteren Hauptrogenstein stärker arenitisch, während im oberen Teil häufig durchsichtig kalzitisches Material auftritt. In einzelnen Schichten sind Fossiltrümmer sehr häufig, doch lassen sich keine Individuen isolieren.

Die Bankung an der Basis des Unteren Hauptrogenstein ist dünnplattig, während sie im mittleren Teil weniger ausgeprägt ist, so dass dieser Komplex massiger erscheint. Im Gegensatz zum Oberen Haupt-

rogenstein ist die Kreuzschichtung im Unteren Hauptrogenstein sehr selten.

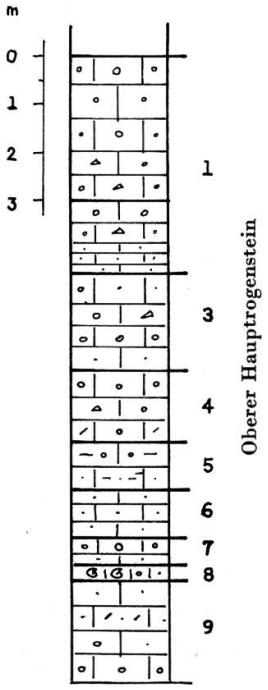
Die Schichten des Unteren Hauptrogenstein sind weniger häufig aufgeschlossen, da sie oft von Gehängeschutt überdeckt sind. In den beschriebenen Profilen konnte lediglich im Profil Fig. 11 der Übergang zu den Blagdenischichten vollständig festgehalten werden.

Homomyen-Mergel

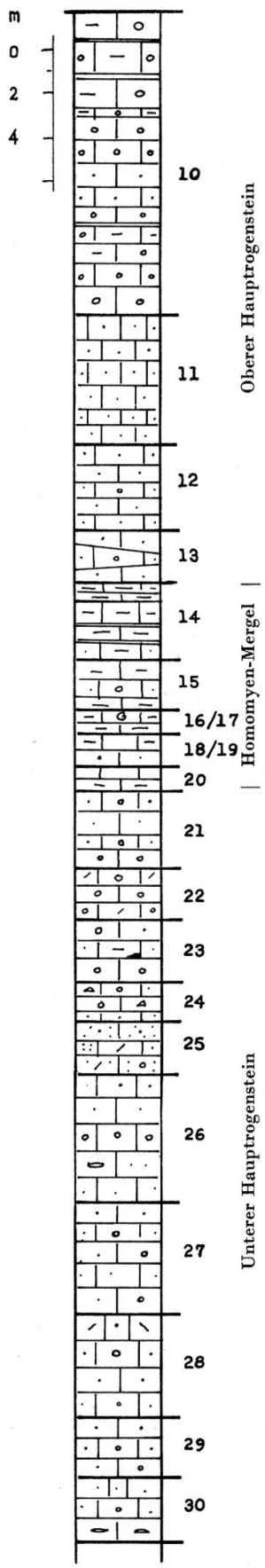
Die dunkelgrauen weichen Mergelkalke erhielten den Namen von der *Homomya gibbosa* SOWERBY, die jedoch nirgends im Untersuchungsgebiet gefunden wurde. Für die Unterscheidung vom Oberen und Unteren Hauptrogenstein ist man daher ausschliesslich auf die lithologischen Merkmale angewiesen. Dies ist darum möglich, weil die Homomyen-Mergel praktisch frei von Ooiden sind.

Aus den Profilen ergibt sich eine Mächtigkeitsabnahme von W nach E, ähnlich den von BARTHOLET beschriebenen Verhältnissen zwischen Eptingen und Läufelfingen. Im westlichen Profil (Fig. 10) messen die Mergel 5 m, im östlichen Profil (Fig. 12) nur noch 3,2 m. Im nördlich angrenzenden Gebiet beschreibt BARTHOLET im unteren Teil der Homomyen-Mergel einen dichten Kalk. Eine solche Bank wurde im unteren Hauensteingebiet nicht angetroffen.

Fig. 10 Profil des Oberen Hauptrogenstein, Allerheiligenberg (Koord. 628.825/244.750)



1. Groboolithischer dichter Kalk. Unten feinoolithisch
3. Fein bis groboolithischer unregelmässiger Kalk
4. Dickbankiger, unregelmässiger, graubrauner, spätiger, feinoolithischer Kalk
5. Hellgelber, feiner, dichter, etwas mergeliger oolithischer Kalk. Einzelne grosse Ooide mit Limonit-Kern. Ruppige Verwitterung
6. Feinoolithischer Kalk mit Nestern mit Lumachellen und grossen Ooiden
7. Feiner, dichter Oolith mit hellen Kernen. Einzelne grosse Ooide
8. Stark unregelmässige verschieden grosse Oolithe. Mumien und Lumachellen. Oolithe mit Limonithäuten. Schalentrümmer
9. Dichter, feiner Oolith. Eisenschüssig mit kalkarenithischem Bindemittel



10. Feiner, dichter Oolith mit kalkarenithischem Bindemittel. Unten groboolithisch und spätig

11. Feiner, sehr regelmässiger Oolith mit kleinen Fe-Kernen und weisslicher Umhüllung

12. Regelmässiger dichter Oolith und Pseudo-Oolith. Verwitterter Oolithgrus

13. Feiner, dichter Oolith mit dünnen Mergellagen. Kreuzschichtung

14. Dichter, graubrauner Kalkarenit mit einzelnen Mergellagen

15. Dünnbankiger, dichter, graubrauner Kalkarenit mit einzelnen Ooiden

16. Dichter, graubrauner Kalkarenit mit Schalentrümmer. Leicht eisenschüssig

17. Dichter, graubrauner, etwas sandiger Kalkarenit

18. Schwach mergeliger Kalkarenit

19. Graubrauner, dichter Kalkarenit mit kleinen Ooiden, in Zonen angelagert

20. Dichter, feiner, graubrauner Kalkarenit. Unten etwas schiefrig

21. Dichter, unregelmässiger, feiner bis grober Oolith. Kreideweisse Verwitterung

22. Grauer Kalkarenit mit grossen Oolithen. Schalentrümmer

23. Sehr dichter, heller, feinoolithischer Kalk mit durchsichtigem, kalzitischem Bindemittel

24. Unregelmässiger, brecciöser Oolith mit arentischem Bindemittel

25. Regelmässiger feiner bis grober Oolith mit arentischem Bindemittel

26. Zoniert grober bis feiner Oolith. Einzelne längliche Oolithe. Arenitisches Bindemittel

27. Dichter, regelmässiger, feiner Oolith und Pseudo-Oolith

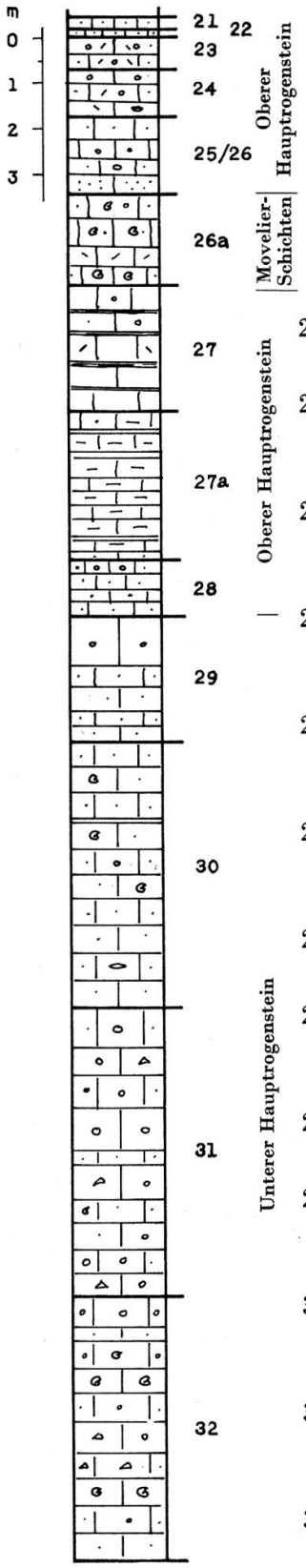
28. Dichter, graubrauner, feiner Oolith, etwas spätig, mit weisslicher Verwitterung

29. Regelmässiger, fein sortierter Oolith mit schwach pelitischem Bindemittel

30. Dichter, regelmässiger, zum Teil länglicher, Oolith in durchsichtigem Bindemittel

Darunter Aufschluss durch Gehängeschutt bedeckt

Fig. 11 Profil des Hauptrogenstein, Homberg
(Koord. 629.900/244.810)



21. Feiner, dichter, mittelgrober Oolith

22. Graubrauner, dichter, zonierter, grober Oolith mit Schalentrümmern

23. Graubrauner, wechselnd dichter grober bis feiner Oolith mit durchsichtigem Bindemittel. Dünne Kalzitadern

24. Graubrauner, unregelmässiger Oolith, Fe-Kerne. An der Basis einzelne Lumachellen

25. Ruppiger, grober Oolith mit Lumachellen und grossen Ooiden

26. Graubrauner, feiner, dichter Oolith mit Echinodermenresten

26a. Schillkalk *Terebratula movelierensis* M. MÜHLBERG

27. Schwach oolithischer bis pseudo-oolithischer dünnplattiger Kalk mit Echinodermenresten

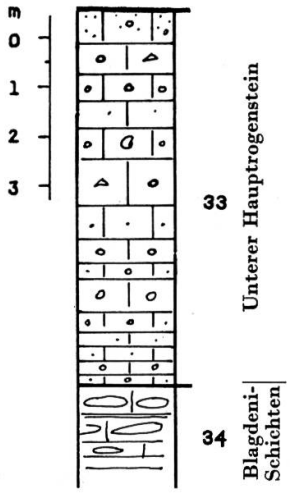
28. Dünnplattiger feiner bis grober Oolith

29. Dichter, graublauer, feinoolithischer Kalk. Massig und bräunlich verwitternd

30. Regelmässiger feiner Oolith mit Schalenresten. Graublau frisch, braun verwittert

31. Schwarzgrauer, unregelmässiger, zum Teil brecciöser, zonierter Oolith. Viel Fossiltrümmer

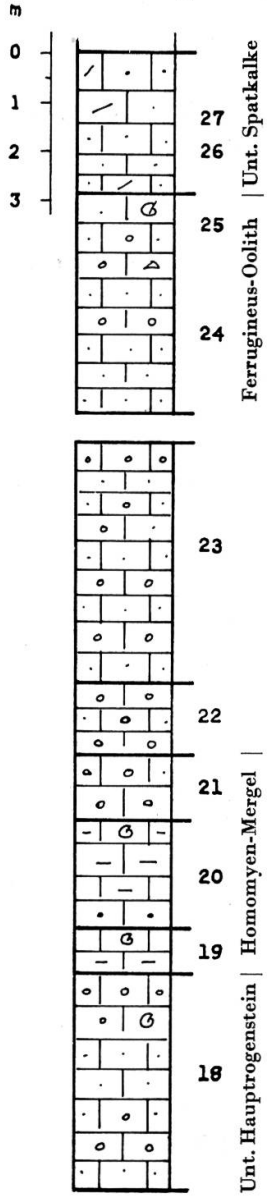
32. Unregelmässiger graublauer Oolith und Pseudo-Oolith mit arenitischem Bindemittel



33. Dichter, sandiger, graublauer Oolith und Pseudo-Oolith mit Kalkarenit

34. Graubrauner, schwach sandiger Kalk mit einzelnen Ooiden. Blagdenischichten

Fig. 12 Profil duch den Hauptrogenstein, Hauensteinstrasse (Koord. 632.500/246.960)



27. Graubrauner, schwach oolithischer Kalkarenit. Echinodermenresten

26. Dichter, weisslicher Oolith mit dunklen Kernen. Kreidige Verwitterung

25. Unregelmässige Oolithe. Einzeln Fe-Kerne und Schalentrümmer. Kreuzschichtung

24. Feiner, dichter Oolith mit leicht arenitischem Bindemittel. Dünnplattig

Lücke von 5 bis 6 m

23. Massiger, grober bis feiner Oolith. Gute Bankung

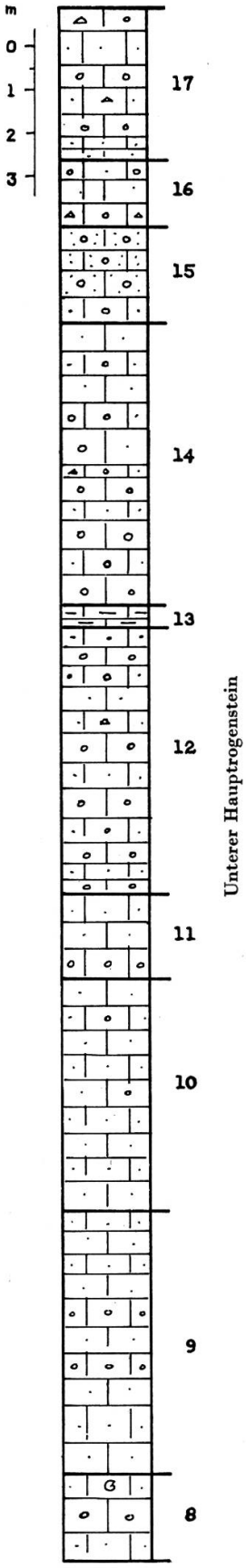
22. Graubrauner, schwach oolithischer bis pseudo-oolithischer Kalkarenit mit Schalentrümmern

21. Graubrauner, mergeliger, etwas schiefriger Kalkarenit mit wenig Oolith und Pseudo-Oolith. Knauerige Verwitterung

20. Dichter, graubrauner Kalkarenit mit Schalentrümmern. Knauerige Verwitterung. Unten etwas pseudo-oolithisch

19. Graubrauner, dichter, teils pelitischer Kalkarenit mit Schalentrümmern und Echinodermenresten. Knauerig verwitternd

18. Massiger, schlecht sortierter Oolith mit arenitischem Bindemittel. Einzelne Schalenreste



17. Massiger, regelmässiger Oolith mit einzelnen Ooiden. Kalzitisches Bindemittel

16. Unregelmässiger Oolith mit pelitischem bis arenitischem Bindemittel. Ruppige Verwitterung

15. Schwach sandige bis mergelige Kalke mit grossen Oolithen und Pseudo-Oolithen. Schwach pelitisches Bindemittel

14. Im oberen Teil dichter, regelmässiger, feiner Oolith und Pseudo-Oolith mit pelitischem Bindemittel. Unten schlecht sortierte Oolithe und Pseudo-Olithe mit Fe-Kernen

13. Dünnes Mergelband mit unregelmässigen, feinen Oolithen und pelitischem Bindemittel. Schalentrümmer

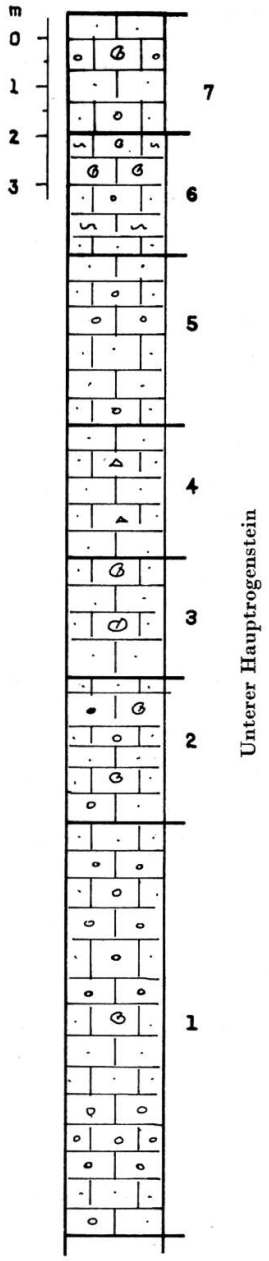
12. Regelmässiger grober bis feiner Oolith mit kalzitischem Bindemittel

11. Regelmässige, runde, mittelgrosse Oolithe mit kalkarenitischem Bindemittel

10. Feiner, dichter Oolith mit pelitischem Bindemittel. Einzelne Pseudo-Oolithe

9. Dichter, regelmässiger, dünnplattiger Oolith mit arenitischem Bindemittel

8. Dichter, feiner Oolith und Pseudo-Oolith mit Schalentrümmern. Oben massig, unten dünnplattig



7. Dichter, feiner, dünngeschichteter Oolith mit Schalentrümmern

6. Zerrütteter, ruppiger Kalkarenit. Wenig Oolithe und viele Schalentrümmer

5. Dichter mittlerer bis grober Oolith mit Lumachellen und etwas pelitischem Bindemittel. Dünne Bankung

4. Feinoolithische, leicht brecciöse Kalkbänke mit Schalentrümmern. Schlechte Bankung

3. Dichter, weisslicher, kreidiger Oolith mit Lumachellen und Schalentrümmern. Grobklastisches Bindemittel

2. Unregelmässiger Oolith mit Lumachellen und Schalentrümmern. Brecciöses und klastisches Bindemittel

1. Braungrauer Oolith und Pseudo-Oolith mit arenitischem Bindemittel. Einzelne Fe-Kerne.

Übergang zu den Blagdenischichten nicht mehr aufgeschlossen

Im Profil Fig. 12 treten die Homomyen-Mergel deutlich als weichere, mergelige Bänke mit tonigen Zwischenlagen hervor. Morphologisch sind sie als grasbewachsenes Band in der Felswand der Geissflue ausgeprägt.

Oberer Hauptrogenstein

Mit dem Wiedereinsetzen des Ooliths über den Homomyen-Mergeln beginnt der Obere Hauptrogenstein, der eine regelmässige, meist dünngebankte Serie oolithischer Kalke bildet. Charakteristisch ist die Kreuzschichtung, die im Unteren Hauptrogenstein viel seltener auftritt. Die Mächtigkeit beträgt 25 bis 30 m.

Die Zusammensetzung der Oolithe ist stark wechselnd in Grösse und Form der Komponenten. Das Bindemittel ist in der Hauptsache kalkarenitisch, vereinzelt auch leicht pelitisch, sehr selten durchsichtig kalzitisch.

Die Farbe des frischen Gesteins ist graubraun bis graublau; die Verwitterungsfarbe hellgelb bis hellbraun. In den meisten Profilen ist der Obere Hauptrogenstein unvollständig aufgeschlossen.

Mancherorts können im Dach des Oberen Hauptrogenstein die Movelierschichten und der Ferrugineusoolith resp. Spatkalk unterschieden werden. Im nördlich angrenzenden Gebiet gelingt es H.U. Bartholet, die Movelierschichten vom übrigen Oberen Hauptrogenstein zu trennen. Sie sind dort als mergelige und spätige dichte Kalke ausgebildet. In unserem Gebiet konnten sie lediglich im Profil Fig. 11 durch den Fund der *Terebratula movelierensis* M. Mühlberg mit Sicherheit belegt werden (Schicht 26a). In den anderen Profilen fehlen die Fossilien, so dass die Unterscheidung unmöglich ist. Lithologisch besteht nämlich in dieser Gegend kein Unterschied zwischen den Movelierschichten und dem liegenden Oberen Hauptrogenstein s. str.

Am Homberg beträgt die Mächtigkeit der Movelierschichten etwa 3,5 m. Gegen E keilen sie aus. Am Dottenberg sind sie von A. Erni (1941) in seinem Profil nicht mehr angegeben.

Der Ferrugineusoolith oder sein Äquivalent, der Spatkalk im Dach des Hauptrogensteins, bildet anderorts den Abschluss gegen die Variansschichten. Dieser Abschnitt ist hier jedoch nicht typisch ausgebildet und kann deshalb nicht abgetrennt werden. Einzig an der Hauensteinstrasse (Profil Fig. 12) treten Horizonte auf, die eventuell dem Spatkalk zugewiesen werden können.

Am Dottenberg hat A. Erni (1941) etwa 6 m mächtigen Spatkalk beschrieben. Westlich der Linie Trimbach–Unterer Hauenstein wird er nirgends angetroffen.

Da der oberste Hauptrogenstein in der Regel schlecht aufgeschlossen ist, konnten auch die Eudesiamergel nicht ausgeschieden werden.

Zusammenfassung des Hauptrogenstein

Die feinere Gliederung des Hauptrogenstein wird erschwert durch die starke tektonische Zerrüttung, die Kreuzschichtung und die raschen Wechsel im lithologischen Feinbau. Die Untersuchung im Anschliff unter dem Binokular ergibt ebenfalls keine brauchbaren Kriterien.

Die Unterteilung in Unteren und Oberen Hauptrogenstein kann nur dort durchgeführt werden, wo die Homomyen-Mergel erkennbar sind.

Die Übergänge zu den Blagdenischichten im Liegenden sowie zu den Variansschichten im Hangenden sind scharf, wodurch auch die Unterscheidung im Felde erleichtert wird.

Callovien (inklusive Variansschichten)

Im Callovien werden folgende Schichten zusammengefasst (von oben nach unten):

Anceps-Athleta-Schichten
Macrocephalusschichten
Variansschichten

Der Komplex ist etwa 40 m mächtig und an verschiedenen Stellen gut aufgeschlossen. Die eigenen Aufnahmen wurden durch Aufzeichnungen von A. Erni (1941) und Daten aus dem Hauensteinbasistunnel ergänzt. Im Bericht des Hauensteinbasistunnels (Wiesmann 1917) wurde der Callovienkomplex nicht unterteilt. Die durchfahrene Callovienzone beträgt etwa 52 m. Das Einfallen ist ungefähr 40° SE, woraus sich die Mächtigkeit der Callovienserie von 35 m errechnen lässt. In neuester Zeit wurden diese Schichten im Belchentunnel angeschnitten.

Aus der Gegenüberstellung dieser Vorkommen erkennt man starke fazielle Wechsel, verbunden mit merklichen Mächtigkeitsreduktionen. Die Anceps-Athleta-Schichten nehmen gegen E stark ab, während die Macrocephalusschichten in eine mächtige kalkig-sandige Fazies übergehen. Gleichzeitig verschwinden in östlicher Richtung auch die Tone (Callovientone) an der Basis der Macrocephalusschichten. Nur die Variansschichten sind auf grosse Distanz sowohl lithologisch wie auch in der Mächtigkeit äusserst konstant.

Der Callovienkomplex erleidet gegen S eine starke Reduktion; so haben H. Fischer und H. Luterbacher (1963) die Mächtigkeit in der Bohrung Altishofen 1 mit 18 bis 28 m angegeben.

Variansschichten

Die Variansschichten gehören ihrem Fossilinhalt nach zum Bathonien (Mühlberg, Seite 21), werden aber aus lithologischen Gründen mit dem Callovien zusammen kartiert und sind von A. Heim (1919) und A. Jeannet (1937) auch dem Callovien zugezählt worden.

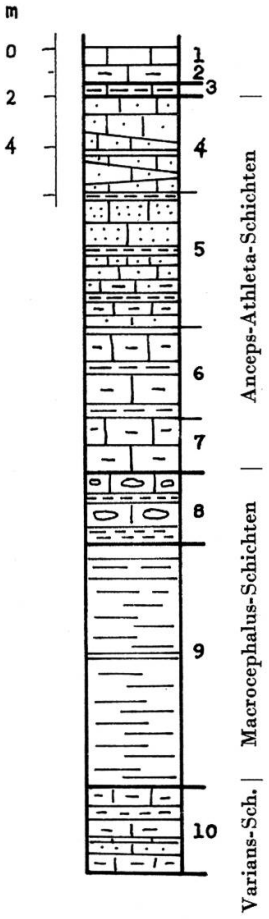
Ein neuer Vorschlag von A. Stäuble (1959) geht dahin, die Grenze zwischen Bathonien und Callovien in die Variansschichten zu verlegen. In unserem Gebiet lassen sich die Variansschichten nicht unterteilen.

Es handelt sich um ruppige, graubraune Mergelkalke, die schlecht gebankt und nester- und schichtweise sehr fossilreich sind. Am häufigsten sind *Rhynchonelloidella alemanica* ROLLIER (ehemals *Rhynchonella varians* SCHLOTH.) und *Acanthothyris spinosa* SCHLOTH. Ausserdem wurden noch folgende Fossilien aufgesammelt:

Terebratula globata SOWERBY
Terebratula cf. ferrighi DESLONGSCHAMPS
Holectypus depressus LEIHE
Echinobrissus amplus AGASSIZ
Collyrites anales (DESMOULIN)
Trichotiaria homostigma AGASSIZ
Craticularia cancellata (GOLDF.)

Die Mächtigkeit von 6 bis 8 m ist über weite Gebiete sehr konstant. In den Profilen Fig. 13, 14 ist die Mächtigkeit leider nirgends vollständig

Fig. 13 Callovien, Allerheiligenberg
(Koord. 628.830/244.750)



1. Hellgrauer, ruppiger, knolliger Mergelkalk. Spongien
2. Graubrauner eisenschüssiger Kalk mit braunroten Flecken. Unten etwas mergeliger (1 + 2 = Birmensdorferschichten)
3. Graubrauner Fe-oolithischer Mergel mit Knollen und Glaukonit (Cordatusschichten)
4. Graubrauner spätiger Fe-oolithischer Kalk. Fossiltrümmer (Ammoniten, Terebrateln und Belemniten)
5. Hellbrauner bis dunkelgrauer, stark eisenschüssiger Kalk. Stark spätig. Hellgelb verwitternd. Bankung 10–20 cm. Stellenweise Kreuzschichtung. Unten dünnplattiger mit Mergelzwischenlagen
6. Wechsellagerung dichter, braungrauer eisenschüssiger, spätiger und sandiger Kalke mit dünnen Mergelzwischenlagen. Etwas Kreuzschichtung. Mergel unten dicker
7. Knolliger, graubrauner, sandiger Mergelkalk. Übergang zu den Macrocephalusschichten
8. Dunkelgrauer bis brauner ruppiger und knaueriger, sandiger Kalk mit braunen Flecken. Knauer herausgewittert. Mergellagen gegen unten dicker (bis 5 cm)
9. Breite Zone nicht aufgeschlossen. Vermutlich Callovienton?
10. Grauer bis schwarzer, ruppiger, eisenschüssiger, mergeliger Kalk mit schlechter Bankung. Knollig verwitternd. Sehr fossilreich mit Terebrateln und Rhynchonellen

(Die Zuordnung der Schichten 3–9 erfolgt nur nach lithologischen Kriterien, da keine bestimmbaren Fossilien gefunden wurden. Übergang zum Hauptrogenstein durch Bruch gestört)

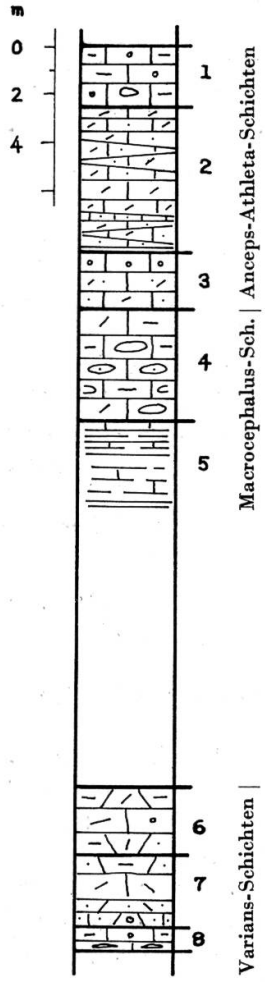
sichtbar, entweder infolge von tektonischen Störungen oder wegen Schuttüberdeckung.

Macrocephalusschichten

Die Macrocephalusschichten bestehen in der Hauptsache aus einer Wechsellagerung grauer sandiger Mergel und Tone, gegen oben etwas kalkiger werdend. Der knauerige Habitus ist für die oberen Lagen besonders charakteristisch und tritt durch die Verwitterung stark hervor.

Im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes ist die Basis der Macrocephalusschichten als fetter graubrauner Ton ausgebildet, jedoch äusserst selten sichtbar. Bis man die Daten aus dem Belchentunnel hatte, war man, was die Mächtigkeit anbelangt, auf Schätzungen angewiesen. Heute steht fest, dass die Dicke im westlichen Teil zwischen 15 und 25 m schwankt, dass aber gegen E eine rasche Reduktion eintritt.

Fig. 14 Callovien, Südflanke des Homberg
(Koord. 629.900/244.810)



1. Graubrauner, mergeliger, ruppiger, stark Fe-oolithischer Kalk. Fe-Oolithe in Nestern und grösseren Knollen. Gegen unten Kalkarenit mit Fossiltrümmern und Kalzitknollen
2. Braungrauer, dünnplattiger, dichter, spätiger Kalkarenit mit Kreuzschichtung. Hellbraun bis gelb verwitternd
3. Dichter, graubrauner, leicht lagiger Kalkarenit mit einzelnen Fe-Oolithen. Stark spätig. Hellbraun verwitternd
4. Grauer, etwas bräunlicher, spätiger, eisenschüssiger, knolliger Kalk und Mergelkalk. Knauer etwas herausgewittert. Unten mergeliger
5. Etwa 20 m nicht aufgeschlossen. Vermutlich Callovienton?
6. Grober, brecciöser, ruppiger, etwas spätiger, mergeliger Kalk. Einzelne Fossilabdrücke. Unten sehr fossilreich.
7. Graubrauner, sandiger, ruppiger, schlecht geschichteter Mergelkalk. Horizonte mit Fossilreichtum. Unten nur Fossiltrümmer
8. Graubrauner, schwach oolithischer Kalkarenit mit harten, etwas knauerigen Bänken. Viele Schalentrümmer

Am Dottenberg und im Hauensteinbasistunnel sind bereits keine Tonlagen mehr angetroffen worden. Da in der Bohrung Altishofen 1 auch keine Anzeichen des Callovienton vorhanden sind (H. FISCHER und H. LUTERBACHER) müssen wir annehmen, dass diese Schichten in südlicher Richtung auskeilen. Nur gegen W bleibt die Serie in ihrer Mächtigkeit mehr oder weniger konstant.

Der Fossilinhalt der Macrocephalusschichten ist im Gegensatz zu westlichen Gebieten relativ unbedeutend.

MANDY (1907) und MOESCH (1874) beschrieben eine kleine Fauna aus dem Vorkommen bei Strick (Mieserenflue), Feldli (Hegiberg) und Chambersberg, sowie anderer Aufschlüsse an der Südflanke des Homberg.

Unter den Versteinerungen werden erwähnt: *Macrocephalus macrocephalites* SCHLOTH., der allerdings sehr selten vorkommt, einige Belemniten und *Glyphea Hauensteinensis*.

Anceps-Athleta-Schichten

Die Anceps-Athleta-Schichten bestehen aus Spatkalken, die nach oben in eine geringmächtige Lage von ruppigen Eisenoolithen übergehen.

Die Spatkalke sind teils dickbankige, teils kreuzgeschichtete graubraune harte sandig-spätige, eisenschüssige Kalke, die hellgelb bis braun anwittern. Charakteristisch ist die Kreuzschichtung einzelner Zonen. Fossilien sind sehr selten.

Die darüberliegenden eisenoolithischen, spätigen, sandigen Mergelkalke bilden das Dach des Callovien. Im Gegensatz zum unteren Teil sind die oberen Schichten etwas weicher und enthalten verschiedene Fossilien. Die Leitfossilien *Reineckia anceps* REIN. und *Peltoceras athleta* PHTL. wurden nicht gefunden, dafür schlecht erhaltene andere Ammoniten: *Cosmoceras*, *Stigoceras* und *Pachyceras*.

Die Mächtigkeit der Anceps-Athleta-Schichten beträgt im westlichen Teil, Fig. 14, 10 m. Am Dottenberg gibt A. ERNI nur noch 0,5 m an.

Die Grenze Callovien-Cordatus-Schichten ist scharf und konnte auch im Belchentunnel gut erkannt werden.

Die Anceps-Athleta-Schichten wurden in einer Grube an der Südflanke des Homberg, unterhalb Punkt 790,3, für den Bau der Kirche von Hägendorf gewonnen. In früheren Zeiten dienten diese Schichten oft als Bausteine und wurden im Untersuchungsgebiet an mehreren Stellen gebrochen, so z.B. bei Strick (Mieserenflue) und Feldli (Hegiberg).

MALM

Der Malm wird unterteilt in (von oben nach unten):

Sequanien-Kimmeridgien	
	Wettingerschichten
	Wangener- und Badenerschichten
	Crenularisschichten
Argovien	Geissbergschichten
	Effingerschichten
	Birmensdorferschichten
Oxfordien	Lamberti-Cordatus-Schichten

Oxfordien

Lamberti-Cordatus-Schichten

Die Schichten des Oxfordien sind im Gebiet des Unteren Hauenstein stark reduziert, schätzungsweise unter 40 cm mächtig. Es sind graubraune, feinoolithische Mergel mit Glaukonit, immer stark verwittert.

Aufschlüsse sind unvollkommen und lassen keine weiteren Schlüsse zu.

Moesch (1874) beschreibt einen Aufschluss bei Ifenthal und bezeichnet die 50 cm mächtige Schicht zwischen den Macrocephalusschichten und Birmensdorferschichten als Ornatenthon. Erst Mandy (1907) fand darin *Cardioceras cordatum* nebst Oppelia, Perisphincten und *Ammonites sulciferus* und *Ammonites curvicosta.*

Im Profil Fig. 13 dürfte Schicht Nr. 3 der Cordatusschicht entsprechen. Im Belchentunnel bildet sie eine deutliche, graubraune und mergelige Aufarbeitungszone von 10 bis 20 cm zwischen den Spatkalken der Anceps-Athleta- (unten) und den Birmensdorferschichten (oben).

Gegen W nimmt die Mächtigkeit des Oxfordien rasch zu und wird im Gebiet westlich von Waldenburg, in der Waldweid-Humbel-Synklinale von D. Elber als Mergelserie von 15 m angegeben.

Am Dottenberg, nach Angaben von A. Erni, sind die Cordatusschichten 35 cm mächtig, und im Hauensteintunnel wurden 30 cm gemessen (Wiesmann 1917).

Argovien

Birmensdorferschichten

Über den Codatusschichten folgt eine 6 bis 8 m mächtige Serie von undeutlich dünn gebankten, mergeligen Kalken mit relativ viel Glau-

konit und Pyrit, die eine Geländekante bilden. Die Verwitterungsfläche einiger Bänke ist ruppig und zerfressen. Der Übergang in die Effingerschichten im Hangenden ist allmählich und nur bemerkbar an der Zunahme des Tongehaltes und am geringen Fossilinhalt.

In den Birmensdorferschichten wurden Fragmente von *Amoeboceras sp.*, *Perisphinctes sp.*, *Trocholobus sp.*, Terebrateln, Serpulen, Spongien und Echiniden gefunden.

Die reiche Fauna der Birmensdorferschichten wurde vor allem von C. Moesch (1874) und Oppliger (1914 und 1926) bearbeitet.

Die Mächtigkeit der Schichten beträgt im Hauensteinbasistunnel wie auch im Belchentunnel etwa 8 m. Da jedoch der Übergang zu den Effingerschichten gleitend ist, mögen die Angaben aus den Tunnelprofilen etwas zu hoch sein.

Effingerschichten

Über den harten Kalken der Birmensdorferschichten folgen die Effingerschichten, ausgebildet als weichere, grünlich-graue Mergel und Mergelkalke. Die 200 m mächtigen Effingerschichten treten morphologisch als Comben und sanftere Hänge unter den Sequanfelswänden in Erscheinung, und nur einzelne kalkigere Bänke sind als schwach ausgeprägte Geländerippen zu sehen.

Verschiedene kleine Aufschlüsse gibt es vor allem N von Heidenloch (Koord. 636.875/242.000), bei Schlatt (S-Flanke des Homberg) und im Bach SE Ober Wald (Koord. 631.750/246.350).

Die monotone Folge von mergeligen und kalkigeren Schichten ist äusserst fossilarm. Selten, hauptsächlich aber in den unteren Schichten findet man schlechte Abdrücke von Perisphincten.

Im allgemeinen sind die Effingerschichten schlecht aufgeschlossen, da sie meistens von Bergsturzmaterial bedeckt sind, so am Born, bei Stellichopf und bei Chaltenbrunnen.

Trotz schlechten Aufschlussverhältnissen lässt sich vermuten, dass die Effingerschichten über weite Gebiete gleichförmig ausgebildet sind.

Geissbergschichten

Die Geissbergschichten sind graugrüne bis bräunliche, dünnplattige Mergelkalke, die durch langsame Verstärkung der Kalksedimentation aus den Effingerschichten hervorgehen und nach oben überleiten in die massigen Sequankalke. Sie erreichen eine Mächtigkeit von 15 m und sind ziemlich fossilreich. Häufig findet man *Ostrea caprina* Merian, Pholadomyen und vereinzelte Perisphincten.

Der obere Teil der Geissbergschichten ist im W mergeliger ausgebildet als im E, wo im Aargau die harten Kalke als Bausteine Verwendung finden.

In der Zementgrube der Firma Hunziker AG, Olten, am Born, treten an der Basis die dünngebankten Geissbergschichten auf. Ein weiterer guter Aufschluss befindet sich am W-Ufer der Aare bei Aarberg. Vereinzelt trifft man die Geissbergschichten auch an der Basis der hohen Felswände dieser Gegend, die vor allem aus Crenularis- und Wangenerschichten bestehen.

In Übereinstimmung mit den Bearbeitern des Blattes Hauenstein (Nr. 1088) wird der ganze Komplex der Geissbergschichten auch hier ins Argovien gestellt, obschon die stratigraphische Eingliederung umstritten ist. MOESCH (1874) und auch JUILLERAT (1907) stellen sie in die Basis des Sequanien, während KEHRER (1922) sie ins Argovien stellt. Nach lithologischen und paläontologischen Erwägungen machte KEHRER überdies den Vorschlag, die Grenze Argovien/Sequanien zwischen den unteren, mehr mergeligen und dem oberen, mehr kalkigen Komplex, innerhalb der Geissbergschichten zu ziehen. Diese Trennung wäre jedoch nur lokal von Gültigkeit, da, wie schon oben erwähnt, wenig westlich des Untersuchungsgebietes die Geisbergschichten durchgehend mergelig und im E vorwiegend kalkig ausgebildet sind.

Sequanien-Kimmeridgien

Die Gesamtmächtigkeit des Sequanien und Kimmeridgien beträgt etwa 110 m und verteilt sich folgendermassen auf die verschiedenen Schichtgruppen:

Kimmeridgien	Wettingerschichten	25 m
Sequanien	Badenerschichten	80–90 m
	Wangenerschichten	
	Crenularisschichten	

Diese Unterteilung wurde von MOESCH (1867 und 1874) zum Teil im Gebiet östlich von Aarau eingeführt. In unserem Gebiet ist fast der ganze Obere Malm als massiger heller Kalk ausgebildet, auf welchen sich die genannte Unterteilung schlecht übertragen lässt.

In der Umgebung von Olten haben MOESCH (1874) und JUILLERAT (1907) verschiedene Profile und deren Fauna beschrieben. OPLLIGER (1926 und 1927) befasste sich im speziellen mit den Spongien dieser Schichten.

Der Malmkomplex dieser Gegend wurde zudem von KEHRER (1922) detailliert beschrieben, und heute werden neue regionale Untersuchungen vom Geologischen Institut der Universität Zürich aus durchgeführt, so dass wir uns auf das Allgemeine beschränken und im übrigen auf die erwähnten Publikationen verweisen.

Die Trennung der einzelnen Stufen ist in der Natur oft sehr schwierig, hauptsächlich infolge der lithologischen Ähnlichkeit und des geringen Fossilinhaltes.

Die Zementgrube am Born enthält die Serie von den Geissbergschichten bis zu den Badenerschichten fast vollständig sichtbar. Eine auf Fossilien basierende Gliederung ist hier nicht gelungen.

Die im folgenden dargestellte Unterteilung beruht auf einfachen lithologischen Merkmalen. Unten liegen die graugrünen bis bräunlichen dünnplattigen Geissbergschichten. Darüber folgen die Crenularisschichten, ebenfalls noch dunkelgefärbt, aber etwas dickbankiger, die ihrerseits von massigen und dickgebankten Wangenerschichten überlagert werden. Zuoberst stehen die Badenerschichten an. Die höheren Wettingerschichten konnten nicht nachgewiesen werden. Die Farbe der oberen Partien (Wangener- und Badenerschichten) ist vorwiegend hellgelb bis hellbraun. Zwischen den Bänken der Badenerschichten treten noch vereinzelt dünne, hellgraue Mergellagen auf. Die Grube hat eine Höhe von etwa 95 m. Die Schichten fallen schwach gegen N (15°) ein, biegen aber gegen die Gäusynklinale mit 45° in die Tiefe.

Crenularisschichten

Die Crenularisschichten sind massige, weisse, teilweise gefleckte Kalke mit Korallen und Lagen von Kieselkonkretionen (Katzenköpfe).

Leitende Fossilien sind in den Crenularisschichten des Untersuchungsgebietes sehr selten. So wurde auch *Hemicidaris crenularis* AGASSIZ nicht gefunden.

Der Korallenreichtum und die schlechte Schichtung ermöglichen eine Unterscheidung vom Hangenden (Wangenerschichten).

Ihre Mächtigkeit beträgt im Untersuchungsgebiet etwa 30 bis 35 m. Gegen E keilen sie rasch aus. Im Aargau sind sie nur noch 3 bis 5 m dick und reich an Spongien. Im W ist die Mächtigkeit unwesentlich kleiner (Weissenstein 25 m), die Schichten aber sehr fossilreich.

Die Crenularisschichten bilden vor allem die steilen Felswände am Born, bei Säli, am Engelberg und am Stellichopf, wo H. FREI (Diplomarbeit ETH Zürich 1880) drei grosse Korallenstücke beschrieb.

Grosse Höhlen sind häufig, z.B. die Sälihöhle (SE Olten) und das Käsloch bei Winznau, die beide bekannt sind als neolithische Fundstellen.

Wangener- und Badenerschichten

Es gelang nicht, den Komplex der Wangener- und Badenerschichten im Felde zu unterteilen, da die lithologischen Merkmale nicht eindeutig sind. Aus diesem Grunde wurde er zusammen kartiert und nur generell beschrieben.

Die Wangenerschichten sind harte, weisse Kalke, gut gebankt, mit einzelnen dünnen Mergelzwischenlagen. Die Mächtigkeit beträgt etwa 25 m.

Schon westlich des Born werden die Kalke der Wangenerschichten körnig und schwach oolithisch, weiter im W gehen sie in den Verena-Oolith über.

In östlicher Richtung erleiden die Wangenerschichten weder eine lithologische noch eine Mächtigkeitsänderung.

Moesch (1867) gab den Schichten den Namen und beschrieb auf Seite 165 die Typlokalität nördlich von Wangen bei Olten. Sie befindet sich im Bacheinschnitt von Wangen gegen das Brändlistal (S-Flanke des Homberg), wo früher in mehreren Gruben der Kalk als Baustein abgebaut wurde. Diese Abbaustellen sind heute kaum mehr sichtbar. Aus den Ausführungen von Moesch geht jedoch hervor, dass sich die Typlokalität unmittelbar nördlich des Dorfes befand. Die Koord. 632.250/244.150 gibt die ungefähre Lage. Leider ist die Koordinaten-Angabe im Stratigraphischen Lexikon (Seite 286) falsch.

Die Wangenerschichten bilden die Felswände des Säli, Engelberg, Hardwald (bei Olten), Bannwald und Stellichopf.

Als Grenzhorizont gegen die darüberliegenden Badenerschichten nennt Kehrer (1922) eine Schicht mit Kieselkonkretionen. Es ist aber sehr fraglich, ob diese Lage auch wirklich einen stratigraphischen Leitwert hat.

Die Badenerschichten sind im Gebiet von Olten harte, helle, etwas bräunliche und zum Teil glaukonithaltige, dünngebankte Kalke von 25 bis 30 m Mächtigkeit. An der Grenze zu den Wettingerschichten treten dünne graugrüne Mergelbänke auf.

Die Badenerschichten trifft man vor allem im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes, an der N-Flanke des Born und an der S-Flanke der Weissenstein- respektive der Farisbergkette, zwischen Wangen und Hägendorf.

Im kleinen Aufschluss ist es sehr schwierig, die Badenerschichten von den darüber liegenden Wettingerschichten zu unterscheiden.

Am Hinteren Born, an der Strasse von Aarburg nach Boningen (Koord. 632.500/240.250, Blatt 1108) hat KEHRER den Übergang zu den Wettingerschichten beschrieben. Er kann nur dort festgestellt werden, wo ein ganzes Profil aufgeschlossen ist, und dies ist nur selten der Fall.

Östlich von Olten werden die Badenerschichten mehr und mehr fossilreich; häufig sind vor allem Spongien und Cephalopoden. Sie sind in jener Gegend als graue glaukonitische Mergelkalke mit tonigen Mergellagen ausgebildet und nur 12 m mächtig. Vom Untersuchungsgebiet gegen W ist kein grosser Unterschied festzustellen. Vor allem sind sie auch dort sehr fossilarm.

Wettingerschichten

Die Wettingerschichten sind, ähnlich den Badenerschichten, harte hellgelbe, leicht bräunliche Kalke, teilweise schwach oolithisch mit Nestern von Glaukonit.

Kieselknollen sind häufig in Lagen angeordnet. Als besonderes Merkmal gilt das Auftreten von *Pygurus tenuis* DESOR., der in grosser Zahl am Hinteren Born gesammelt wurde. KEHRER konnte an Hand der Fossilien verschiedene Horizonte unterscheiden, allein die Unterteilung konnte im übrigen Untersuchungsgebiet nicht mehr festgestellt werden. Es wird Aufgabe der erwähnten regionalen Bearbeitung sein, mehr Kriterien zur Unterscheidung zu finden.

Die Mächtigkeit der Wettingerschichten wird im östlich angrenzenden Gebiet mit 25 bis 30 m angegeben. Im allgemeinen sind die Schichten bei uns bis auf wenige Meter erodiert worden. Reste sind noch im westlichen Teil des Born und an der S-Flanke der Weissensteinantiklinale (N von Hägendorf) zu finden.

Die Wettingerschichten werden dem Unteren Kimmeridgien gleichgesetzt und sind östlich und westlich des Untersuchungsgebietes gleichförmig ausgebildet.

TERTIÄR

Das Tertiär im Untersuchungsgebiet ist grösstenteils erodiert und nur an einzelnen Stellen in kleinen Aufschlüssen nachweisbar, so dass über

diese Schichten sehr wenig ausgesagt werden kann. Ausser bei der Rickenbacher Mühle im Bornfeld ist nirgends ein Profil aufgeschlossen.

Feststellen lassen sich Überreste des Eocaen und Oligocaen. Jüngere Schichten des Tertiär konnten nicht gefunden werden.

EOCAEN

Bohnerzformation

Diese festländische Bildung ist in Taschen, Schloten, Klüften und Dolinen der Malmoberfläche erhalten geblieben.

Die Bohnerzformation (auch Siderolithikum genannt) wird lithologisch unterteilt:

Boluston
Bohnerz
Hupper

Die drei Gesteinstypen sind eng miteinander verknüpft und treten meistens zusammen auf. Allerdings sind sie im Untersuchungsgebiet fast vollständig erodiert. Einzig in den Klüften der Malmschichten an der S-Flanke der Weissenstein- respektive Farisbergkette, sowie an der N-Flanke des Born, des Säli und Engelberg wie auch beim Stellichopf können rotgefärbte Tone und Bohnerzkörner nachgewiesen werden.

Der Boluston ist etwas sandig und fällt durch seine ziegelrote bis dunkelbraune Farbe auf. Unregelmässig ist er durchsetzt von Bohnerzkörnern.

Das Bohnerz besteht aus braunen, pisolithischen, bis 12 mm grossen Limonitkonkretionen. Der Eisengehalt der Körner ist durchschnittlich 60%, so dass es nicht verwunderlich ist, dass in früheren Zeiten der Abbau versucht wurde. Alle diese Versuche wurden aber anfangs des Jahrhunderts aufgegeben (Baumberger 1923).

Für den Abbau interessanter war der Huppersand, ein weisser, oft gelblicher bis rosafarbener, äusserst reiner Quarzsand, der zur Herstellung feuerfester Gegenstände und als Giessereiformsand verwendet wurde.

Im Untersuchungsgebiet gab es mehrere Abbaugruben, die heute kaum mehr sichtbar sind. An der Flanke der Weissensteinantiklinale, oberhalb Hägendorf, befanden sich die Gruben bei Eggberg, Heiligacher und am Ausgang der Tüfelsschlucht, das sogenannte «Höllenloch». Um 1905 erschöpften sich diese Gruben, aus denen längere Zeit ein reiner Quarzsand abgebaut worden war.

Die wichtigste Abbaustelle befand sich im Bornfeld, in der sogenannten «Rickenbacher Mühle», die eine wichtige Fundstelle von Säugetieren und Wirbellosen war. Der Hupper wurde hier aus einer grossen Doline entnommen, die heute vollständig erschöpft ist und in der sich ein kleiner See gebildet hat. Diese Wasseransammlung wurde vermutlich durch eine Kaolinschicht an der Basis der Doline verursacht.

Ausführliche Faunenlisten wurden von L. Rollier (1910) publiziert. Früher schon haben L. Rütimeyer (1862 und 1890) und H.G. Stehlin (1910) Säugetierreste gefunden, die auf das mittel- bis obereocaene Alter der Bohnerzformation hinweisen.

Überdies wurde die Bohnerzformation noch von mehreren anderen Autoren untersucht, so von Fleury (1909), Rollier (1910) und speziell von E. Baumberger (1923). Auf die Entstehung und die altersmässige Gliederung der drei Gesteinstypen der Bohnerzformation (Bolus, Bohnerz, Hupper) treten sie alle kaum ein, obschon es von besonderem Interesse ist.

In unserem Untersuchungsgebiet ist die Serie jedoch so unvollkommen erhalten, nicht zuletzt wegen des intensiven Abbaus, dass wir auf diese Probleme nicht eingehen können. Es wäre Aufgabe einer regionalen sedimentologischen Arbeit, darüber Klarheit zu verschaffen.

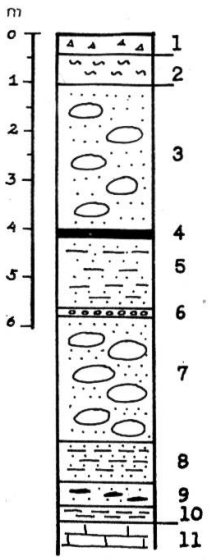
OLIGOCAEN

Die Molasseschichten sind im Gebiet nur spärlich aufgeschlossen und vermutlich auch unter der pleistocaenen Überdeckung grösstenteils nicht vorhanden. Ausser in der Rickenbacher Mühle (Profil Fig. 15) sind die Schichten nirgends in grösserer Mächtigkeit sichtbar.

Das Profil der Rickenbacher Mühle (Fig. 15) wurde bereits von L. Rollier (1910) beschrieben. Damals wurde die Molasse, zusammen mit dem Hupper, abgebaut. Rollier und später auch Stehlin (1914) haben eine ausführliche Fossilliste zusammengestellt, hauptsächlich Säugetierreste, die eine Altersbestimmung der Molasseschichten ermöglicht hat. Die graubraune, glimmerhaltige Sandsteinserie gehört ins Obere Stampien.

Baumberger (1927) hält in seinem Profil der Rickenbacher Mühle eine geringe Winkeldiskordanz zwischen Tertiär und Malmunterlage fest. H. Fröhlicher bestätigte diese Feststellung in der Profilaufnahme für den erdölgeologischen Untersuchungsbericht von P. Kelterborn und A. Erni (1948). Die diskordante Auflagerung der Molasse auf

Fig. 15 Profil des Tertiärs der Rickenbacher Mühle (Bornfeld)



1. Humus und Gehängeschutt
2. Moränenmaterial
3. Graubrauner glimmerhaltiger Knauersandstein
4. Kohlenband, Nesterkohle
5. Brauner mergeliger Sandstein
6. Uniobank
7. Graubrauner, zum Teil harter Sandstein mit Knauern. Unioabdrücke und Zahnfragmente
8. Graubrauner, feiner, glimmerhaltiger Sandstein mit vereinzelten Kohlenpartikeln
9. Grünlich-brauner sandiger Mergel, pyrithaltig
10. Ziegelroter sandig-toniger Mergel (Boluston)
11. Malmkalk

dem Malm ist auch durch die Kartierung erwiesen; am Born sind es die Badenerschichten, bei Oberwil die Wangenerschichten, die das Liegende des Tertiär bilden.

Seit H. Fröhlicher das Profil für die erwähnte Publikation aufgenommen hat, ist die Molasse in SSE-Richtung abgebaut worden. Heute lässt sich das in Fig. 15 gegebene Profil feststellen. Das Profil wird hauptsächlich gegen unten ergänzt durch die Schichten 6 bis 10. Interessant ist vor allem das Auftreten ziegelroter Mergel, die vermutlich einen Überrest von Eocaen darstellen.

An verschiedenen Stellen sind in den Knauerschichten Ölimprägnationen bekannt geworden. Vor allem wurde während Kanalisationsarbeiten in der Gegend von Oberwil imprägnierte Molasse angetroffen, die von H. Fröhlicher (1957) untersucht wurde. In zusätzlich ausgeführten Sondierschächten stiess man erneut auf Knauersandsteine des Oberen Stampien, die Ölimprägnationen zeigten. Einzig im kleinen Aufschluss beim Scheibenstand der Pistolenschiessanlage von Oberwil sind leicht ölimprägnierte Molasseschichten noch sichtbar.

Wie weit das Oligocaen unter der Niederterrasse des Gäu hindurch zieht, bleibt sehr fraglich. Vermutlich wurde die Molasse grösstenteils durch diluviale Erosion abgetragen.

Eine besondere Stellung nehmen die Süsswasserkalke ein, die bei Aushubarbeiten am Vogelberg gefunden wurden. Es handelt sich um hellbraune, leicht brecciöse Kalke, die vermutlich zum Oligocaen gehören. Daraufhin weisen Planorbenreste, die A. Erni früher im Blockschutt aus demselben Gestein gefunden hat. Sie sind nur ein Indiz für den Süss-

wassercharakter des Kalks, gestatten aber keine genaue Altersbestimmung zu machen. Im kleinen, längst verschütteten Aufschluss am Vogelberg waren auch die vertikalen Schichtzusammenhänge nicht feststellbar, weshalb die genaue Stellung des Süsswasserkalks nicht bestimmt werden konnte.

QUARTÄR

DILUVIUM

Moränen

Kleinere und grössere Quarzitgerölle sind überall auf dem Kettenjura zu finden, während typische Grundmoränen von toniger und lehmiger, etwas sandiger Beschaffenheit nur auf den Flanken des Dünnerntales vorhanden sind. Die gutgerundeten alpinen Geschiebe sind stellenweise stark vermischt mit schwach kantengerundeten Komponenten des Jurakalks.

Wie MÜHLBERG bereits darstellte, reichen die Moränenreste bis auf 870 m ü. M. und stammen vom Rhone-Aare-Gletscher der Risseiszeit. (Betreffend die Ausdehnung des Rissgletschers siehe SCHMASSMANN, 1955.)

Ausser im Dünnerntal wurden auch noch grössere Moränenrelikte auf dem Bantli, E der Geissflue (siehe Bergstürze) und in der Muschelkalkschuppenzone auf der Anhöhe zwischen Hagnau und Dräier gefunden.

Löss

In den Erläuterungen zu Blatt Hauenstein Nr. 16 erwähnt MÜHLBERG den Löss und scheidet diesen auch auf der geologischen Karte aus. Diese Vorkommen sind heute grösstenteils verschwunden.

Im ganzen Gebiet sind jedoch Lehmdecken vorhanden, die in ihrer Mächtigkeit sehr verschieden sind. Inwieweit es sich aber hierbei um verlehmten Löss handelt, wurde nicht untersucht.

Im Untersuchungsgebiet sind eindeutige Lössvorkommen nicht mehr festzustellen, so dass keine Unterscheidung in der Kartendarstellung vorgenommen wurde. Einzig am Hinteren Born (Blatt 1108) hat G. HASSNEIN (1962) Löss gefunden, der dort bis 1 m mächtig ist. Der Autor beschreibt mehrere Handbohrungen, die abgeteuft wurden und die auch die typische Schneckenfauna zeigten.

Der berühmteste Lössaufschluss liegt an der Hardflue bei Olten, wo im Löss der Schädel eines Mammuts *(Elephas primigenius)* ausgegraben wurde. Dieser, von TH. STINGELIN (1903) beschriebene Fund ist im Naturhistorischen Museum in Olten ausgestellt, zusammen mit anderen Knochenresten, die A. ERNI aus einer nahegelegenen Grube an der Hardflue aufgesammelt hatte.

Hochterrassen- und Niederterrassenschotter

Hochterrassenschotter sind einzig nördlich von Winznau vorhanden und nur sehr schlecht aufgeschlossen. Es handelt sich um gutgerundete, siltreiche Schotter, die oft stark verkittet sind. Grössere Ausdehnung erreichen die Hochterrassenschotter östlich des Untersuchungsgebietes zwischen Gösgen und Aarau.

Die Niederterrassenschotter bedecken grosse Teile des Dünnerntales, der Klus zwischen Aarburg und Olten, sowie die Talsohle entlang der Aare von Olten abwärts. Es sind meist gutgerundete Schotter mit sandiger, schwach siltiger Grundmasse, die selten verkittet sind. Der Verkittungsgrad und die Höhenquote sind die Unterscheidungsmerkmale zwischen Hoch- und Niederterrassenschotter. Die Terrassenflächen liegen für die Hochterrasse eher über 420 m ü. M., für die Niederterrasse zwischen 380 und 420 m ü. M.

Im Dünnerntal erreichen die Schotter eine Mächtigkeit von etwa 40 m und bilden einen breiten Grundwasserträger.

In mehreren Gruben hat man Knochenreste verschiedener Säugetierarten gefunden (STEHLIN 1916). Diese Fauna ist zu vergleichen mit jener des Magdaleniens vom Kesslerloch bei Thayngen und Schweizerbild bei Schaffhausen (ALB. HEIM, Geologie der Schweiz 1919).

ALLUVIUM

Bergsturz und Blockschutt

Grosse Bergsturzkomplexe und Blockschuttmassen sind im Gebiet des Unteren Hauenstein sehr häufig. Die tektonische Beanspruchung der Schichten bewirkte eine starke Zerklüftung der dichten Kalke, die dadurch aus ihrem Schichtverband gelockert wurden. Wo durch rasche Verwitterung die weiche und mergelige Basis der steilen Kalkflühe erodiert wurde, lösten sich grosse Felskomplexe und glitten auf der durchfeuchteten Unterlage ins Tal. So sind eigentliche Felsstürze des Sequan-

kalks über Effingerschichten oder Hauptrogenstein und Blagdenischichten auf Opalinuston abgerutscht.

Mit den Bergsturzmassen eng verknüpft sind auch die morphologisch deutlich hervortretenden Rutschmassen, wie z. B. zwischen Mieseren und Meierhof. Sie gehören zu der mächtigen und ausgedehnten Bergsturzgegend zwischen Mieseren und Ober Erlimoos, einem Gebiet, welches besonders stark tektonisch beansprucht wurde.

Das Alter der Bergstürze kann in einigen Fällen bestimmt werden, teils durch Moränenreste, die auf den Blockmassen liegen (Bantli SE der Froburg), teils durch den Grad der Verlehmung, wie auch durch historische Überlieferung.

Älter als die Rissvergletscherung ist nur der grosse Bergsturz von der Froburg in SE-Richtung über Bantli gegen Chaltenbrunnen und Düriberg, wo dieser sich mit den Sequanblöcken des jüngeren Bergsturzes vom Stellichopf vereinigt.

Starke Verlehmungserscheinungen zeigen die Bergsturzmassen von Mieseren gegen Meierhof, sowie jene des Schmutzberg, die demnach auch relativ alt sein müssen.

Historisch sind dagegen die Bergstürze von der Froburg in SW-Richtung gegen Unter Erlimoos und Ober Rintel und jener am Born. Nach Mandy (1907) erwähnt ein Bericht aus dem Jahre 1356 den Sturz von der Froburg, der einen Teil der Burg mit in die Tiefe riss und vermutlich zusammenhängt mit dem grossen Erdbeben, das im selben Jahr die Stadt Basel grösstenteils zerstörte. Der Bergsturz am Born soll sich im Jahre 1806 ereignet haben (siehe Kehrer 1922).

Gehängeschutt

Am Fuss der steilen Felswände des Oberen Malm, Hauptrogenstein und Muschelkalk sind ausgedehnte Zonen von Gehängeschutt stark wechselnder Mächtigkeit bedeckt.

Mancherorts sind die kantigen Schuttkomponenten durch stark kalkhaltiges Sickerwasser zu einer mehr oder weniger festen Breccie zusammengekittet. Früher wurde der Gehängeschutt an mehreren Stellen in kleinen Gruben zur Beschotterung der Lokalstrassen abgebaut.

Schuttkegel

Die Seitenbäche aus der Jurakette müssen zeitweise grössere Schuttmassen in die Haupttäler transportiert haben als heute. Wo ihr Gefälle im Unterlauf geringer wurde, bildeten sich ausgedehnte Schuttkegel, wie

z. B. im Dünnerntal, auf denen die Ortschaften Wangen, Rickenbach und Hägendorf gebaut wurden.

Die Schuttkegel bestehen aus schlecht sortierten und schwach gerundeten Komponenten, die teilweise mit sandig-lehmigem Material verkittet sind. An frischen Anrissen ist häufig Deltaschichtung sichtbar.

Verglichen mit dem grossen Abtragungsbetrag der Juraketten sind die heutigen Schuttkegel sehr klein und weisen darauf hin, dass vor der Vergletscherung der Risseiszeit die Erosionstätigkeit am intensivsten gewesen war, dass aber die Schuttmassen durch das Eis und die Flüsse wegtransportiert wurden. Heute ist die Wasserführung der Seitenbäche zu gering, als dass sich grosse Schuttkegel bilden könnten.

Alluvialböden

Alluvialböden sind sandig-lehmige Aufschüttungen in den Talsohlen, seitlich gegen die Bergflanke stark vermischt mit Gehängeschutt. Typische Talsohlen trifft man entlang der Aare zwischen Aarburg und Olten und im Gebiet des Dünnerntales. Zu der Frage, ob das Dünnerntal dem alten Aarelauf entspricht, wie KEHRER annimmt, können wir nichts beitragen.

Künstliche Aufschüttungen

In der Kartierung sind nur die grossen Deponien der beiden Tunnelbauten berücksichtigt worden (Alter Hauensteintunnel aus dem Jahre 1858, Hauensteinbasistunnel aus dem Jahre 1916).

Die vielen durch Strassen-, Eisenbahn- und Häuserbau erfolgten Schuttanhäufungen wurden nicht berücksichtigt.

TEKTONIK

Allgemeines

Schon früh haben sich mehrere Autoren mit den komplexen tektonischen Problemen dieses Abschnittes des Faltenjura zwischen Olten und Unterem Hauenstein befasst, so vor allem F. MÜHLBERG, A. AMSLER und A. BUXTORF.

F. MÜHLBERG hat in seinen Erläuterungen Nr. 16 zur Hauensteinkarte nur einen stratigraphischen Teil veröffentlicht, während er die tektonischen Verhältnisse in einer grossen Profiltafel darstellte. In kleinen Exkursionsberichten (siehe Literaturverzeichnis) hat er zu verschiedenen Problemen Stellung genommen.

Die Fülle der tektonischen Besonderheiten dieses Gebietes haben STEINMANN aus Freiburg i. Br. dazu geführt, mehrere Schüler diesen Abschnitt untersuchen zu lassen. Es waren dies J. T. MANDY, DELHAES und GERTH, CELLIER und CLOOS, die jedoch eine sehr generelle Betrachtung der tektonischen Verhältnisse lieferten. Das vorliegende Untersuchungsgebiet hat vor allem J. T. MANDY (1907) bearbeitet, der nur wenige der wichtigen tektonischen Erscheinungen beobachtete. So hat er z. B. den abtauchenden Charakter der Farisbergantiklinale nicht erkannt; spricht aber stattdessen von grossen Sackungsmassen, die von der Geissflue gegen Westen abgesunken sein sollen (MANDY 1907).

Entgegen der Ansicht von STEINMANN, der eine Fortsetzung der Verwerfungen des Tafeljura bis in den Kettenjura annahm, waren MÜHLBERG und BUXTORF der Meinung, die grossen Störungen im Faltenjura seien als Überschiebungen zu betrachten. Gestützt auf diese Überlegung hat A. BUXTORF (1907) seine Abscherungshypothese aufgestellt.

Durch den Bau der Eisenbahntunnel durch den Faltenjura (Weissenstein-, Grenchenberg- und Hauensteinbasistunnel) wurde die Abscherungstheorie von BUXTORF erhärtet.

Wie bereits erwähnt, handelt es sich im vorliegenden untersuchten Abschnitt um ein klassisches Gebiet des Faltenjura, welches ganz besondere Merkmale aufweist.

In unserem Abschnitt wurden die Jurafalten eng gebündelt. Dies zeigt sich besonders schön in der tektonischen Übersichtskarte der Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz, 1:25000, Blatt Laufen–Mümliswil (Blätter Nr. 96, 97, 98, 99) von A. BUXTORF und P. CHRIST (1936).

Unser Gebiet bildet den Abschnitt, in welchem die Falten die engste Scharung erleiden. Dies prägt sich auch auf der beigegebenen tektonischen Übersichtskarte (Tafel 3) aus, im Abschnitt zwischen Eptingen und Hägendorf. Hier beträgt die Breite des Faltenbündels etwa 7 km (exklusive Bornantiklinale), während sie westlich davon 12 km beträgt. Im E des Untersuchungsgebietes verbreitert sich das Bündel wiederum auf etwa 10 km.

Die Verengung des Faltenbündels hängt zusammen mit dem sukzessiven Verschwinden der Faltenstrukturen von W nach E. Am weitesten gegen E können vor allem die südlichen Falten verfolgt werden, die je-

doch ebenfalls im Untersuchungsgebiet abtauchen, so z. B. die Weissenstein- und die Farisbergantiklinale.

Wie aus der Übersichtskarte von A. Buxtorf und P. Christ (1936) ersichtlich ist, verschwinden zuerst die nördlichen Falten. Im E von Erschwil geht die nördlichste Struktur, die Vorburgantiklinale, in die sogenannte Schuppenzone über, in welcher der Muschelkalk, in zahlreiche Schuppen gelegt, an die Oberfläche gelangt. Dasselbe Schicksal erleidet auch die Ulmattantiklinale, die von D. Elber bis nördlich von Waldenburg gezogen wird. Auch hier kann die Achse der Ulmattantiklinale nicht irgendeiner der Schuppen zugewiesen werden. Der Ausläufer der Ulmattantiklinale ist noch in der tektonischen Übersichtskarte (Tafel 3) dargestellt.

Ähnlich verhält sich auch die Passwangantiklinale, die im Untersuchungsgebiet bei Neuhus etwas nach ENE abbiegt und gegen E abtaucht. Die zwischen ihr und der Ulmattantiklinale gelegene Waldweid-Humbel-Synklinale wird gegen E immer enger, verschuppt und streicht wenig SSE von Eptingen in die Luft aus. Die Passwangantiklinale, die westlich unseres Untersuchungsgebietes noch deutlich vorhanden ist, geht mit ihrem Kern in die Schuppenzone über. Der Hauptrogenstein des Südschenkels springt an mehreren Brüchen nach N vor und zeigt eine Absenkung gegen E.

Auch die Farisbergantiklinale taucht bei der Geissflue gegen E ab, wobei gleichzeitig die Hauensteinsynklinale in die Luft aufstreicht.

Wenig nördlich dieses Gebietes setzt eine neue Synklinale, die Burgfluesynklinale (Details bei H. U. Bartholet, 1964) ein, die nach E breiter wird. Sie wird im S begrenzt von einer Antiklinale, die wir Hauensteinantiklinale nennen. Buxtorf hat (1917) die Vermutung geäussert, es könne sich hierbei um die Fortsetzung der Passwangantiklinale handeln. Da jedoch keine Indizien für den Verlauf der Gewölbeachse durch die Muschelkalkschuppenzone gefunden wurden, ziehen wir die Bezeichnung «Hauensteinantiklinale» vor.

Wie bereits A. Buxtorf beobachtete, schaltet sich nördlich der abtauchenden Farisbergantiklinale eine kleine Sekundärfalte bei Ober Erlimoos ein, die eine sehr geringe W-E-Ausdehnung zeigt und deren Funktion noch ganz unklar ist. Im Profil des Hauensteinbasistunnels ist das Gewölbe als kleine Stauchung des Südschenkels der Hauensteinantiklinale sichtbar. Diese Südflanke der Antiklinale geht als flache Platte in die Gäusynklinale über. Auf diese Weise wird eine, allerdings nicht sehr grosse, Verbreiterung des Faltenbündels erreicht, die nicht einem stärkeren Zusammenschub entspricht.

Auffallend im untersuchten Abschnitt des Faltenjura ist die Änderung der Streichrichtung des Faltenbündels, die zusammenfällt mit einer Schar von Brüchen, die westlich von Ifenthal durchziehen, wie auch mit dem Verschwinden der Passwangantiklinale und der Verbreiterung der Hauensteinsynklinale.

Die vielen Querstörungen, die im Lauf der Untersuchung festgestellt wurden, lassen sich in zwei Gruppen gliedern. Wir unterscheiden ein erstes System von SE-NW-streichenden Brüchen, ein zweites von SSW-NNE-streichenden Brüchen. Anders verlaufende Querstörungen sind sehr selten.

Interessant ist die Tatsache, dass die erste Gruppe (SE-NW) der Brüche vor allem die südlichen Faltenstrukturen erfasst, Bornantiklinale und Gäusynklinale. Die SSW-NNE streichenden Brüche treten, wie bereits erwähnt, im Gebiet der Knickung der Muschelkalkschuppenzone und der mittleren Strukturen (z. B. Farisbergantiklinale und Hauensteinsynklinale) auf.

Auf der Hauensteinkarte MÜHLBERGS sind erstaunlicherweise nur wenige der erwähnten Brüche eingezeichnet. Ebenso ist verwunderlich, dass die Farisbergüberschiebung, die durch das ganze Gebiet von W nach E streicht, nicht als zusammenhängende Störung dargestellt wurde. MANDY hat in seiner kleinen geologischen Karte die Überschiebung stellenweise richtig eingezeichnet, doch nur als einfache Störung, während heute gewiss ist, dass es sich um eine doppelte Überschiebungslinie handelt.

Die Knickung der Schuppenzone, das Abtauchen der Antiklinalen (Weissenstein- und Passwangantiklinale) und das NNE-SSW streichende Bruchsystem lassen eine Einteilung des auf der Übersichtskarte (Tafel 3) dargestellten Gebietes in drei Zonen als gegeben erscheinen.

Wir unterscheiden eine westliche, mittlere und östliche Zone, deren Charakteristiken in der nachfolgenden Zusammenstellung kurz erläutert werden.

1. Zone: Westliche Zone: Das Gebiet liegt im Dreieck Eptingen–Hägendorf–Egerkingen–Eptingen.

Sie ist wie folgt charakterisiert:

- Abtauchen der Weissenstein- und Passwangantiklinale nach E;
- Herausheben der Holderbank-Bärenwil-Synklinale sowie der Waldweid-Humbel-Synklinale (siehe D. ELBER);

- Hauensteinsynklinale nimmt höchstes Niveau ein und verbreitert sich östlich dieser Zone. Geographisch höchstgelegene Bergkette (Belchenflue);
- Farisbergantiklinale erfuhr grösste Aufwölbung, deshalb auch stärkere Erosion des Gewölbekerns bis zum Muschelkalk (E von Fasiswald);
- Geringste Überschiebung der Farisbergantiklinale über die S-Flanke der Hauensteinsynklinale;
- Auf der Linie Eptingen–Hägendorf stärkste Pressung der Muschelkalkschuppenzone und gleichzeitig Knickung der Schuppenzone und der südlichen Faltenelemente in der Streichrichtung;
- Ausserhalb der Zone Auftauchen der Bornantiklinale aus der tertiären, respektive quartären Überdeckung.

  Diese Zone wird in den Profilen 7 a, 8, 9 und Fig. 16 (A und B) dargestellt.

2. Zone: Mittlere Zone: Hägendorf–Olten–Unterer Hauenstein (Passhöhe)–Läufelfingen–Eptingen–Hägendorf.

Charakteristika wie folgt:

- Paralleles WSW-ENE-Streichen der Faltenstrukturen, inklusive Born-Antiklinale;
- Westlicher Teil dieser Zone von grossen SSW-NNE streichenden Brüchen durchsetzt;
- Farisbergantiklinale weit in die Hauensteinsynklinale überschoben;
- Hauensteinsynklinale nimmt tieferes geographisches Niveau ein und wird breiter;
- Das Bündel besteht nur aus der Farisbergantiklinale und der Hauensteinsynklinale, die direkt an die Muschelkalkschuppenzone grenzt. Die Synklinale bildet den Südschenkel der Schuppenzone;
- Die Schuppenzone reicht weiter nach W und weist ausgedehntere Schuppen auf.

  Die mittlere Zone wird in den Profilen 3, 4, 5, 6, 7 und Fig. 17, 18 (A und B) dargestellt.

3. Zone: Östliche Zone: Gebiet östlich der Linie Olten–Unterer Hauenstein (Passhöhe)–Läufelfingen.

- Umbiegen der Farisbergantiklinale und Hauensteinsynklinale;
- Verschwinden der Farisbergüberschiebung nördlich Ober Erlimoos;
- Einschalten der Sekundärfalte von Ober Erlimoos;

- Heraushebung der Hauensteinsynklinale;
- Abspaltung der Hauensteinantiklinale aus der Schuppenzone und Einsetzen der Burgfluemulde, die gegen E rasch breiter wird;
- S-Flanke der Hauensteinantiklinale und N-Schenkel der Gäusynklinale bilden eine breite Platte;
- Bornantiklinale W-E streichend.

Die 3. Zone wird in den Profilen 1, 2, 3 und in Fig. 19, 20 dargestellt.

Im folgenden beschreiben wir zuerst die Bornantiklinale, die im Grunde genommen ein selbständiges Element ist. Anschliessend folgt eine Charakteristik der Gäusynklinale.

BORNANTIKLINALE

Die Bornantiklinale ist die innerste und südlichste Falte im untersuchten Abschnitt des Faltenjura.

Die Antiklinale ist als schwache Wölbung bereits westlich von Kestenenholz (LK 1:25000 Blatt 1108) unter der Molasse erkennbar, taucht aber als Malmgewölbe erst zwischen Gunzgen und Boningen hervor.

Von Kestenenholz bis zur Klus zwischen Olten und Aarburg streicht das Gewölbe SSW-NNE; östlich der Aare jedoch W-E, mehr oder weniger parallel zu den nördlich gelegenen Falten.

Der Südschenkel des Gewölbes ist steilstehend und stellenweise leicht überkippt. Eine solche Lagerung ist im Heidenloch am Südrand des Untersuchungsgebietes in einem Steinbruch sichtbar.

In Aarburg (Blatt 1108) steht das Schloss auf steilstehenden Malmschichten, die gegen W in eine flacher liegende Flanke übergehen. In der Grube des Hinteren Born (Seite 59) fallen die Schichten mit 50° nach S, biegen aber weiter gegen S steil unter die Tertiärschichten, die an der Aare aufgeschlossen sind. Infolge des Axialgefälles liegen die westlichen Aufschlüsse bereits in der Scheitelpartie.

Die Nordflanke der Bornantiklinale fällt weniger steil gegen die Gäusynklinale ein, biegt aber am Rand der Mulde, etwa auf der Höhe der Niederterrasse, mit 45° gegen N unter die Synklinale. Diese Stauchung ist nur im grossen Steinbruch der Firma Hunziker & Co., Olten, im Aspgraben sichtbar. Die Malmserie (Seite 57) fällt anfänglich im oberen Teil mit 15 bis 20° gegen N, biegt aber am Rand des Steinbruches (in der Nähe des Aufbereitungsturmes) mit 45° in die Tiefe und flacht nordwärts rasch zu 10 bis 15° aus. Dieses flexurartige Abtauchen der N-

Flanke ist im übrigen Teil des Untersuchungsgebietes nirgends mehr sichtbar.

Die flachliegende N-Flanke des Born ist in der Klus zwischen Aarburg und Olten als zerbrochene Felswand sichtbar, in der einzelne Felspakete zueinander durch Querbrüche verstellt sind. Der grösste festgestellte Querbruch zieht von SSE nach NNW durch den Aspgraben. Die Zerrüttung dieser Felswand bewirkte die Bergsturzbildungen, die in der Klus angetroffen werden.

Ähnliche Verhältnisse wie am Born sind auch im östlichen Teil des Gewölbes, am Säli und am Engelberg vorhanden.

Die Profile 2 und 4 zeigen im südlichen Teil die Verhältnisse der Bornantiklinale.

Im allgemeinen wird die Bornantiklinale als sehr einfaches Gewölbe gezeichnet (siehe Profiltafel von MÜHLBERG), so dass es reizte, die von H. P. LAUBSCHER (1961) aufgestellten Beziehungen zwischen Zusammenschub, Abschertiefe und Faltenhöhe nach der Formel $z = \frac{dv}{ds}$ (z = Abschertiefe, dv = Volumen der abgeschobenen Masse, ds = Verkürzung der Mantellinie) für dieses Gewölbe anzuwenden.

Nimmt man die einfachen Formen der MÜHLBERG-Profile, so erhält man eine zu grosse Abschertiefe (z). Berücksichtigt man hingegen die deutlich zum Ausdruck kommende Kofferung im S-Schenkel, wie auch die Stauchung im N-Schenkel, so gehen die gemessenen Grössen ohne Schwierigkeiten in die obige Formel ein.

GÄUSYNKLINALE

Die Gäusynklinale liegt als breite Mulde zwischen der Bornantiklinale und der Weissenstein- respektive Farisbergantiklinale und Hauensteinantiklinale.

Infolge der mächtigen quartären Überdeckung von mehr als 40 m (Seite 64) kann nur wenig über die Verhältnisse in der Mulde ausgesagt werden.

Das Axialstreichen der Synklinale bis Olten (Hardwald) verläuft wiederum parallel zu den Faltenstrukturen im N und S.

Die Breite im Abschnitt zwischen Hägendorf und Olten beträgt etwa 2 km, weiter westlich wird die Breite mit dem Abtauchen der Bornantiklinale auf mehrere Kilometer erhöht.

Bis zur grossen Verwerfung, die am W-Rand des Hardwald in NW-Richtung streicht, verläuft die Synklinale gleichmässig in Breite und Richtung. In der Grube im Bornfeld, bei der sogenannten Rickenbacher Mühle (Seite 61), sind die Molasseschichten aufgeschlossen, die mit kleiner Winkeldiskordanz auf dem Malm liegen. Unbedeutende Tertiärreste am Vogelberg N von Hägendorf hängen vermutlich nicht mit den Vorkommen bei der Rickenbacher Mühle zusammen, sondern stellen unabhängige Überreste dar. Das Oligocaen im Gäutal wurde wahrscheinlich von der diluvialen Erosion abgetragen, während das Eocaen in Spalten und Klüften erhalten blieb. Es muss deshalb angenommen werden, dass unter den Niederterrassenschottern vornehmlich siderolithische Reste vorhanden sind und die Molasseschichten weitgehend fehlen.

Anders südlich von Starrkirch, wo Tertiärlagen anstehen. Hier fehlt dagegen die Quartärüberdeckung, vor allem die mächtigen Niederterrassenschotter, die nördlich des Hardwald, zwischen Olten, Trimbach und Winznau, abgelagert wurden.

Durch die grossen Verwerfungen SW und NE des Hardwald wird eine Scholle der Gäusynklinale emporgehoben. Die Mulde ist hier wesentlich enger, verbreitert sich aber wieder gegen E, zwischen Starrkirch und Däniken. Von Starrkirch streicht die Mulde auch wieder in W-E-Richtung und ist mit einer dicken Quartärlage überdeckt.

Beide Verwerfungen am Hardwald weisen SE-NW-Streichen auf, analog den anderen Querstörungen, die durch die Gäusynklinale und Bornantiklinale ziehen. Die Verwerfung am Hardwald ist an der Felsenstrasse in Olten sichtbar, wo auch die Umbiegung der Wangenerschichten gemessen werden kann.

Gewisse morphologische Erscheinungen, z.B. der parallele Verlauf der Bacheinschnitte nördlich von Hägendorf, Rickenbach und Wangen bei Olten lassen die Vermutung zu, dass tektonische Einflüsse, nämlich die SE-NW streichenden Brüche, die Anlage der Gräben begünstigten. Es wird Aufgabe weiterer Untersuchungen sein, das Verhalten der Brüche in der Gäusynklinale zu studieren.

Wie schon früher angezeigt, besprechen wir die nördlich der Gäusynklinale gelegenen Strukturen nach den auf den Seiten 69 bis 71 charakterisierten Zonen.

1. ZONE: WESTLICHE ZONE

Gebiet im Dreieck Eptingen–Hägendorf–Egerkingen–Eptingen.

Profile 7a, 8, 9 und Fig. 16 A und B.

Von den drei Antiklinalen (Weissenstein-, Farisberg- und Passwangantiklinale) tauchen zwei in dieser Zone ab. Die dazugehörenden Synklinalen (Waldweid-Humbel- und Holderbank-Bärenwil-Synklinale) streichen in die Luft aus, während die Hauensteinsynklinale eng und hoch ist (siehe Profile 8 und 9). Die letztere bildet auch geographisch die höchste Zone mit der Belchenflue (1098,9 m ü. M.) als Hauptrogenstein-Nordschenkel der Mulde und dem Synklinaltal von Sunnenberg und Chambersberg.

Die Detailbeschreibung beginnen wir mit der Weissensteinantiklinale.

Weissensteinantiklinale

Im Untersuchungsgebiet ist die Weissensteinantiklinale nur noch als schwach nach N gepresste Falte ausgebildet. Sie taucht in der 1. Zone ab und wird in den Profilen 7, 8, 9 dargestellt.

Im W des Untersuchungsgebietes, in der Gegend von Balsthal und Holderbank, zeigt das Gewölbe noch einen sehr komplizierten Bau (C. Wiedenmayer 1923 und D. Elber).

Der steilstehende und überkippte Südschenkel bei Balsthal flacht gegen E aus, bis er in der Gegend der 1. Zone nur noch mit 15 bis 20° nach S fällt. Die regelmässige Malmplatte, die nur von wenigen Querstörungen durchzogen ist, geht östlich des Bachrain in die S-Flanke der Farisbergantiklinale über.

Der Nordschenkel der Weissensteinantiklinale ist in der Tüfelsschlucht, NW von Hägendorf, als steilstehende Malmplatte sichtbar, die gegen die Chanzelflue ihre Fortsetzung hat. Der Scheitel des Gewölbes zieht zwischen Gnöd und Spitzrüti gegen den Bachrain (NE Rickenbach), wo die Umbiegung im Bach noch gut zu erkennen ist. Östlich des Bachrain sind keine Anzeichen des Gewölbes mehr vorhanden.

Die Weissensteinantiklinale bildet bis zur 1. Zone die innerste Falte und weist, wie bereits erwähnt, einen steilstehenden Südschenkel auf. Dort wo die Stellung der innersten Falte von der Bornantiklinale übernommen wird, also auf der Höhe von Egerkingen, beginnt sich der Südschenkel der Weissensteinantiklinale zu verflachen, während jener der Bornantiklinale sich aufrichtet und weiter im E sogar überkippt. Dies kann bedeuten, dass bei abklingender Faltung die innerste Falte den

schwächer werdenden Druck vollständig aufnahm, vermutlich auch weil der Widerstand im N durch die aufgewölbten Faltenstrukturen zu gross wurde.

Die im N der Weissensteinantiklinale liegende Holderbank-Bärenwil-Synklinale flacht aus und ist bereits in der Gegend von Richenwil nicht mehr feststellbar (siehe Profile 7, 8, 9).

Farisbergantiklinale und Hauensteinsynklinale

Infolge der gegenseitigen Beeinflussung wird das tektonische Bild dieser Faltenstrukturen gemeinsam erörtert. Dies vor allem wegen der grossen Farisbergüberschiebung, durch die das Gewölbe von Süden auf die nördliche Synklinale überschoben wurde. Diese Darstellung gilt auch für die 2. Zone (Seite 79).

Der Südschenkel der Farisbergantiklinale fällt in der 1. Zone mit 45 bis 50° nach S und ist teilweise mit den Ausläufern der Brüche aus der mittleren Zone (Seite 79) durchsetzt, die westlich von Ifenthal geschart sind und gegen SSW streichen.

Beim Bau des Südportals des Belchentunnels kam deutlich zum Vorschein, wie stark zerklüftet die Südflanke ist. Ausser zwei grossen Querbrüchen, die W und E von Richenwil hindurchziehen, sind die Versetzungsbeträge der Klüfte nicht gross, summieren sich aber durch die Scharung. Die grossen Brüche (siehe oben) streichen gegen SSW und bewirken das Absetzen der Sequanplatte von Burgerrain und Balm. Der östliche Bruch beim Balm konnte überdies geoelektrisch, anlässlich einer Bodenuntersuchung für die Autobahn, lokalisiert werden.

Der Kern der Farisbergantiklinale ist in der 1. Zone zwischen Fasiswald und Spittelberg teilweise gut aufgeschlossen. Wenig E des Hofes von Fasiswald taucht eine steile Muschelkalkrippe hervor, die im E und W von Querbrüchen begrenzt ist.

Während der Liassüdschenkel im Kern als durchgehende Geländekante erkennbar ist, sind vom Liasnordschenkel nur noch einzelne Überreste zwischen den beiden Überschiebungslinien erhalten geblieben. Ein solcher Rest ist nördlich der Muschelkalkrippe am Fussweg von Fasiswald nach Chambersberg nachweisbar, wo er zwischen der Überschiebung (I) und (II) aufgepresst wurde.

Die steilstehenden Hauptrogensteinflühe im N des Kernes gehören bereits zum S-Schenkel der Hauensteinsynklinale. Durch die verschiedenen Querbrüche, jenem E von Sunnenberg, E von Chambersberg und W von Spittelberg, wurde der Hauptrogenstein stark zerrüttet und

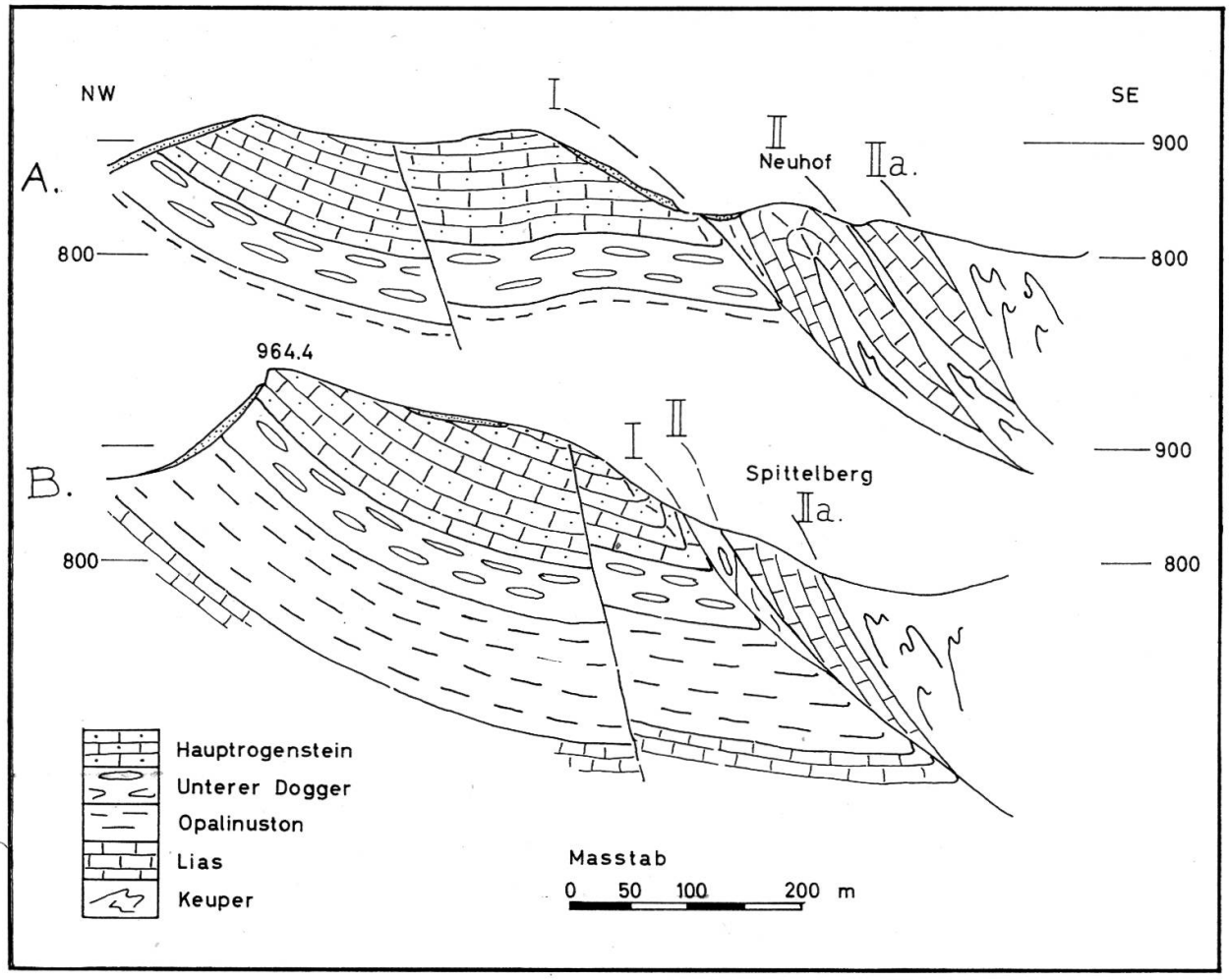


Fig. 16 Tektonische Profile bei Neuhof und Spittelberg

die Bergsturzbildung begünstigt, die wir zwischen Fasiswald und Spittelberg antreffen. Dadurch wurde vieles verdeckt, was für die tektonische Interpretation wichtig gewesen wäre.

An den erwähnten Hauptrogensteinflühen nördlich von Fasiswald und Spittelberg ist die steilstehende Überschiebungsfläche sichtbar, an der die Farisbergantiklinale auf die Synklinale überschoben wurde.

Östlich von Spittelberg ist jedoch die Liasnordflanke wiederum aufgeschlossen. Sie ist hier stark verschuppt und wird in Fig. 16 dargestellt. Zwischen dem Lias und dem Hauptrogenstein der Synklinale ist ein kleiner Fetzen Unterer Dogger, zwischen der Überschiebung (I) und (II) hochgepresst worden. Die Verschuppung des Lias ist vor allem auf der Anhöhe zwischen Spittelberg und Neuhof sichtbar (Fig. 16 A) und streicht weiter in die 2. Zone.

Im östlichen Teil der Zone, zwischen Spittelberg und Challhöchi, erkennt man im Hauptrogenstein der Hauensteinmulde das flexurartige

Abbiegen der Synklinale gegen E. Besonders gut sind die Indizien für das Absinken der Mulde an der Strasse von Challhöchi gegen Chambersberg aufgeschlossen. Der axiale Abfall ist verbunden mit einer grossen Anzahl kleiner Brüche, die im einzelnen nicht lokalisiert werden können.

Die Hauensteinsynklinale, die von Sunnenberg nach Chambersberg streicht, nimmt in der 1. Zone, gegenüber der 2. Zone, ein viel höheres Niveau ein. Der Höhenunterschied zwischen den beiden Zonen beträgt 150 bis 180 m.

Die Umbiegung der Hauensteinsynklinale ist in der 1. Zone (Profil 9) besonders gut beim Chambersberg in den Callovienschichten sichtbar. Weiter im W, gegen Sunnenberg, bilden die Birmensdorferschichten eine Geländekante, welche die Umbiegung anzeigt. Die Muldenumbiegung wird sichtbar durch das Absetzen des Synklinalkerns zwischen Sunnenberg und Chambersberg an zwei grossen Querstörungen, die in SSW-NNE-Richtung, östlich der genannten Lokalitäten, durch die N-Flanke der Synklinale hindurchziehen.

Im Hauptrogenstein des Nordschenkels der Hauensteinsynklinale sind die genannten Brüche beim Punkt 924 und 150 m östlich davon, an der Strasse zur Belchenflue durch die, gegen den mittleren Hauptrogenstein stossenden Variansschichten, nachweisbar. Im übrigen ist die N-Flanke steilstehend und in fast regelmässigen Abständen von grösseren Querstörungen durchsetzt, die teilweise bis in die Muschelkalkschuppenzone verfolgt werden können (Seite 83).

Passwangantiklinale

Nördlich der Hauensteinsynklinale streicht die Passwangantiklinale von W über den Chilchzimmersattel (D. Elber) in W-E-Richtung gegen das Untersuchungsgebiet.

Der Lias des Südschenkels bildet schon im westlichen Teil eine durchgehende, wenig gestörte Kante, die z. B. im erwähnten Chilchzimmersattel ein gutes Liasprofil lieferte (D. Elber). Kleinere Liasvorkommen sind noch an der Strasse von Oberbelchen nach Challhöchi, bei Punkt 888, anstehend.

Vom grossen Querbruch, der vom Sunnenberg über Punkt 924 streicht, ist der Lias im Wald südlich von Neuhus abgeschnitten. An dieser Verwerfung ist der Liasschenkel um einen grossen Betrag nach N geschoben worden und bildet jetzt die leicht nach SE fallende Platte östlich von Neuhus, bei Punkt 836.

Mit einer zweiten, im Kapitel des N-Schenkels der Hauensteinsynklinale erwähnten Störung, die von Chambersberg östlich des Hofes Chall

durchzieht, hängt das erneute Vorspringen der Liaskante bei Weislen zusammen.

Die Liasplatte von Chall und Weislen bildet den S-Schenkel der nach NE abbiegenden Passwangantiklinale. Der Scheitel des Gewölbes streicht vermutlich über Langmatt und Stock gegen E und taucht bei Weislen unter die Liasplatte. Der Scheitel selbst ist nicht mehr sichtbar. Einzig der Keuper mit den vielen Dolinen (Seite 31) zwischen Stock und Weislen ist noch zum Kern der Antiklinale zu rechnen.

Der N-Schenkel der Passwangantiklinale ist ebenfalls grösstenteils erodiert, ausser bei Punkt 762 (nördlich der Dolinenreihe, siehe oben), wo er gleichzeitig den überkippten Südschenkel einer kleinen Mulde bildet, die zur auftauchenden Waldweid-Humbel-Synklinale zu zählen ist.

Die Liaskante, die östlich von Weislen bis zum Unteren Hauenstein (Passhöhe) verfolgt werden kann, bildet bereits das Hangende der Muschelkalkschuppenzone.

Die Passwangantiklinale findet, wie erläutert, an den beiden grossen Querstörungen bei Chall und Weislen ihren Abschluss. Weiter im E sind keine Indizien mehr vorhanden. Aus den gegebenen Gründen lassen wir die Passwangantiklinale an den erwähnten Querbrüchen aufhören. Entsprechend fassen wir das Ende der Waldweid-Humbel-Synklinale beim Opalinusvorkommen bei Grueben auf (siehe Elber).

Muschelkalkschuppenzone

Die Muschelkalkschuppenzone streicht in der 1. Zone von NW nach SE und ist hauptsächlich von D. Elber beschrieben worden. Südlich von Eptingen werden die Schuppen stärker zusammengepresst und ändern gegen den mittleren Abschnitt, der 2. Zone, ihre Streichrichtung. Ganz besonders abwechslungsreich ist die Schuppenserie beim Stamberg, wo die einzelnen Schuppen nur eine geringe W-E-Ausdehnung haben.

2. ZONE: MITTLERE ZONE

Hägendorf – Olten – Hauenstein (Passhöhe) – Läufelfingen – Eptingen – Hägendorf.

Profile 3, 4, 5, 6, 7 und Fig. 17, 18 (A und B).

Die mittlere Zone besteht aus zwei Faltenstrukturen, der Farisbergantiklinale und der Hauensteinsynklinale, sowie aus der Muschelkalk-

schuppenzone im N der letztgenannten Mulde. Alle anderen Gewölbe und Mulden aus der 1. Zone sind verschwunden.

Wichtig ist in dieser Zone vor allem die Farisbergüberschiebung, die als doppelte Störung von W nach E durch den ganzen Abschnitt zieht. Der Überschiebungsbetrag ist hier wesentlich grösser als in der 1. Zone und die Überschiebungsfläche, wie wir sehen werden, viel flacher.

Wie bereits erwähnt, werden die Farisbergantiklinale und Hauensteinsynklinale gemeinsam beschrieben, da die Überschiebung eine Trennung unmöglich macht.

Farisbergantiklinale und Hauensteinsynklinale

Der Südschenkel der Farisbergantiklinale streicht von W bis gegen Trimbach als gleichmässig 45 bis 50° einfallende Platte, die jedoch an mehreren Stellen von deutlich erkennbaren Querstörungen durchsetzt ist. Die grösste Verwerfung streicht über Punkt 905 des Homberg gegen Weidli bis zur Erliflue, das heisst bis in die Hauensteinsynklinale.

Die Bruchschar im westlichen Teil der 2. Zone kann vor allem im Kern der Antiklinale lokalisiert werden (Neuhof bis Unter Erli), während die Verwerfungen im E der Zone hauptsächlich im Hauptrogenstein-Südschenkel der Farisbergantiklinale zum Ausdruck kommen, da der Kern bei Mieseren durch den grossen Bergsturz und die Sackungsmassen verdeckt ist (Seite 65).

Im Kern der Farisbergantiklinale kommt der Lias in der südlichen Flanke als durchgehende Geländekante zum Vorschein, die an mehreren Stellen von den erwähnten Brüchen abgesetzt ist. Dadurch ergeben sich einzelne, unabhängige Rippen, die gegenseitig im Streichen etwas versetzt sind (z.B. Weidli, Chalberweidli und Mieseren).

Der Keuper im Scheitel des Kerns ist meist nicht aufgeschlossen, ausser bei Ober Erli und Horn.

Der Lias in der N-Flanke des Kerns ist nur unregelmässig aufgeschlossen und durch die Verschiebung (II) an den Unteren Dogger oder Hauptrogenstein des Nordschenkels der Farisbergantiklinale angeschoben.

Der Nordschenkel der Farisbergantiklinale ist durchwegs auf die flachliegende Hauensteinmulde überschoben. In dieser Zone weist die Überschiebung (I) ein Einfallen von 10 bis 20°; die (II)-Überschiebung 45 bis 50° auf. Beide Überschiebungsflächen vereinigen sich vermutlich in der Tiefe, zu einer mit etwa 30° einfallenden Fläche.

Der Überschiebungsbetrag ist in der mittleren Zone grösser als in der westlichen Zone (1. Zone). Der Grund dafür liegt in der tieferen geogra-

phischen Lage der Hauensteinsynklinale, die bekanntlich zwischen Neuhof und Challhöchi flexurartig in die Tiefe sinkt.

Bei Neuhof ist im N des Hofes der Hauptrogenstein-Nordschenkel als steilstehende Flanke erhalten geblieben (Profil 7), ebenso an der Strasse gegen Aengistein die steilstehenden Birmensdorferschichten, die vermutlich bereits zum Südschenkel der Synklinale gehören.

Der Hauptrogenstein des Nordschenkels der Antiklinale kann als Geländekante bis westlich Unter Erli verfolgt werden. Er ruht immer auf Callovien oder Birmensdorferschichten, die mit schwacher Neigung nach S unter den Kern der Antiklinale reichen (Profile 7 und Fig. 17 A und B).

Wichtig ist der Aufschluss im Bach westlich von Unter Erli, da an dieser Stelle der Neigungswinkel der Überschiebung mit ziemlicher Genauigkeit eruiert werden konnte (Fig. 17 A). Wie ersichtlich ist, fallen die Effingerschichten mit 10° nach S unter den steilstehenden Liasrest der überschobenen N-Flanke der Farisbergantiklinale. Der Hauptrogenstein des Nordschenkels fehlt im Gebiet von Unter Erli (Fig. 17 A), während er als mächtiger Komplex an der Erliflue wieder erhalten blieb. An dieser Stelle (siehe Fig. 17 B) konnte ersehen werden, dass die Überschiebung (I) mit etwa 15° nach S fällt. Die Überschiebung (II) konnte

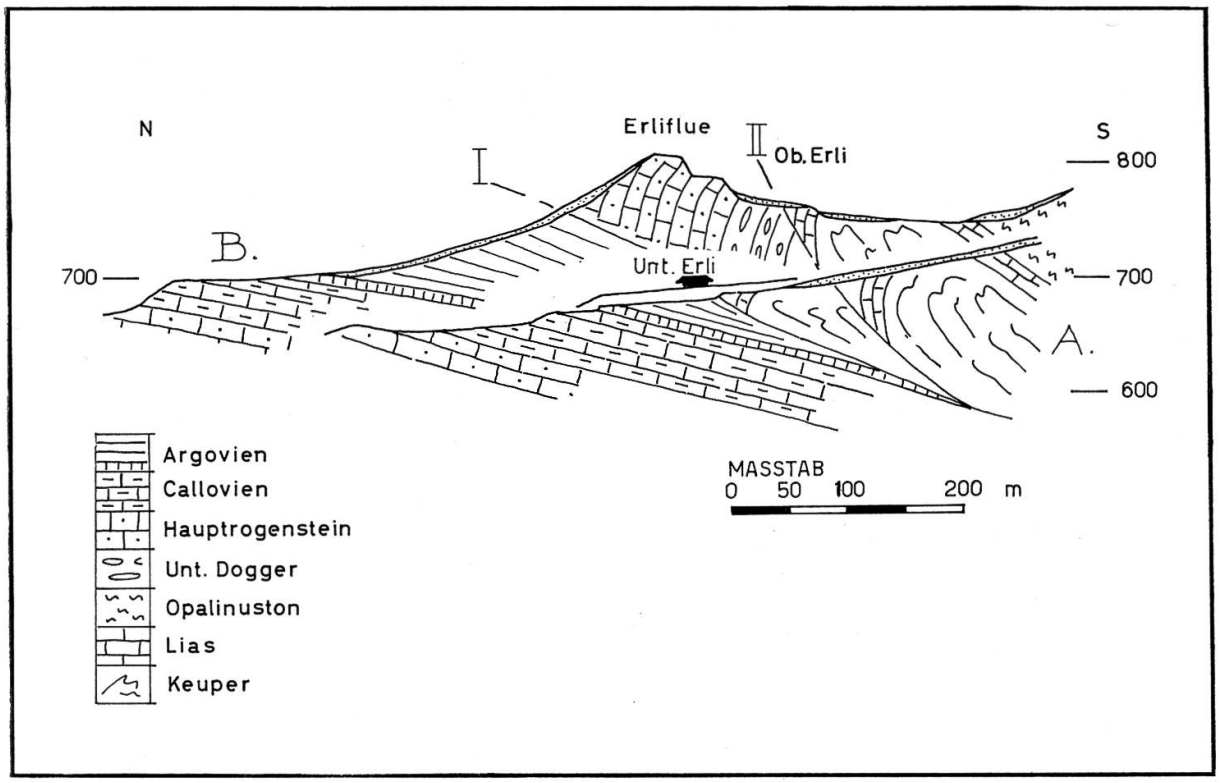


Fig. 17 Tektonische Profile bei Unter Erli und Erliflue

nirgends genau lokalisiert werden, da die Aufschlüsse von Keuper-Rutschmassen verdeckt sind.

Der Hauptrogenstein zieht als mächtiger Komplex zwischen der Überschiebung (I) und (II) von der Erliflue gegen ENE und bildet die mächtige Felswand bei Fridlistolz, nördlich von Mieseren (Fig. 18 B).

Im Bacheinschnitt nördlich von Horn gegen Unterwald ist der Hauptrogenstein als steilstehende Rippe ausgeprägt, die an Callovien- und Birmensdorferschichten stösst. NW von Punkt 781 ist Hauptrogenstein mit Rutschharnisch sichtbar, unmittelbar im N treten jedoch bereits die Effingerschichten auf. Es handelt sich hier um die (I) Überschiebung, die gegen NE nicht mehr mit Sicherheit verfolgt werden kann.

An der neuen Strasse von Unter Wald gegen S tritt an einer Stelle, etwa 700 m ü. M., noch Callovien auf, das als mitgeschleppter Schichtkomplex betrachtet wird (Fig. 18 A Überschiebung [Ia]).

Gegen den sogenannten «Graben» ist der Verlauf der Überschiebung sehr ungewiss. In der Hauptrogensteinfelswand ist von Duleten aus gesehen keine Klarheit erhältlich. Auch ein genaueres Betrachten des un-

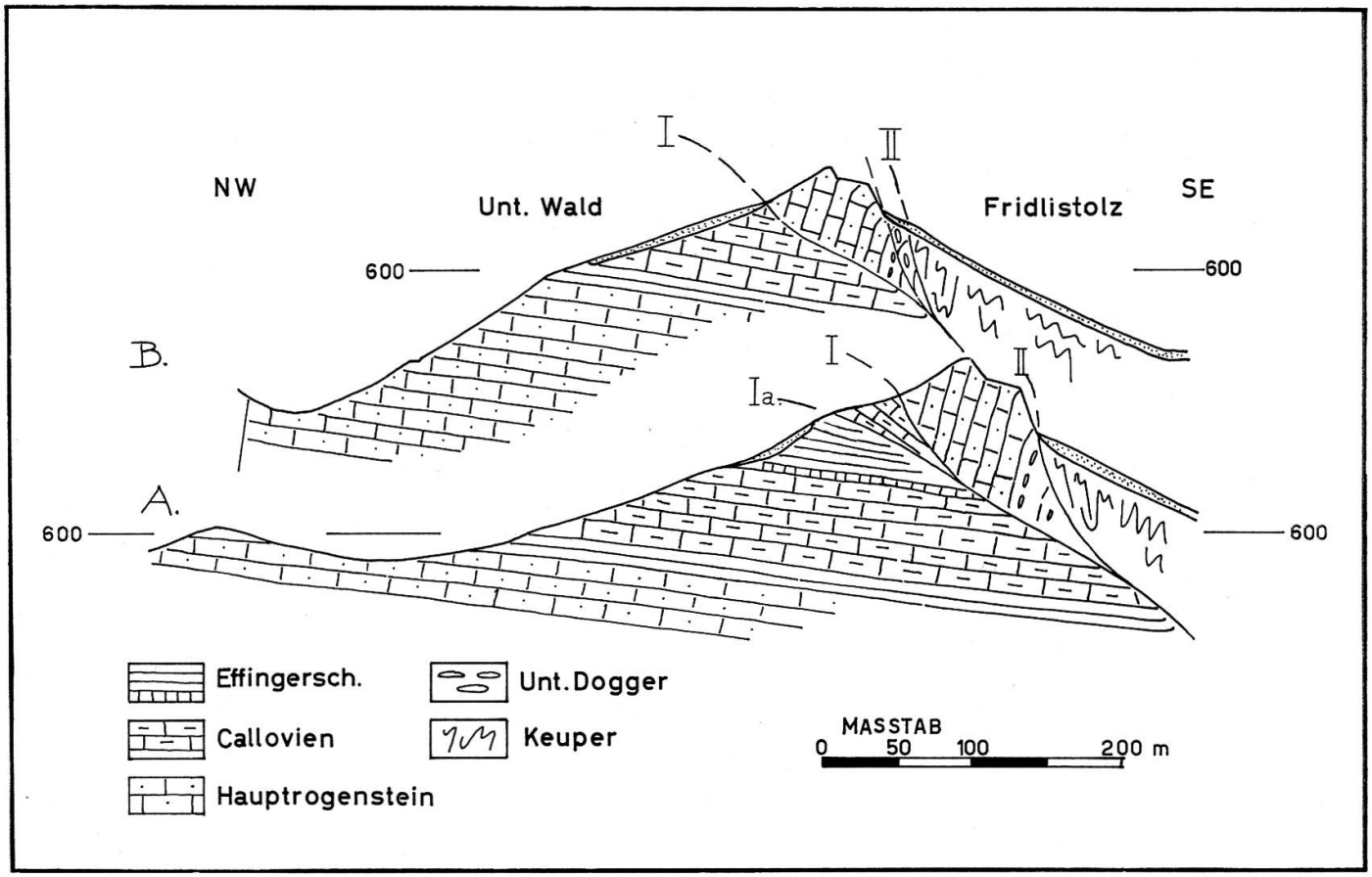


Fig. 18 Tektonische Profile bei Fridlistolz

teren Teils der Felswand gab nur insofern Aufschluss über die Lage, als die schwach nach SE fallenden Schichten gemessen werden konnten. Darüber liegen die steilstehenden Schichten des oberen Teils der Fluh, ohne dass der Verlauf der Überschiebung festgehalten werden konnte. Der Hauptrogenstein wurde zu stark verfältelt und zerbrochen, so dass viele Details verloren gingen.

Von hier, dem E-Rand der mittleren Zone, gegen die 3. Zone ist die Farisbergüberschiebung gänzlich verdeckt durch Schutt und Blockmaterial, so dass die Lage nicht mehr genau angegeben werden kann (siehe 3. Zone).

Die **Hauensteinsynklinale** ist in dieser mittleren Zone, wie bereits erwähnt, wesentlich breiter und tiefer. Die Muldenumbiegung ist jedoch vermutlich weit im S, unter dem Kern der überschobenen Farisbergantiklinale. Somit bildet der Nordschenkel der Synklinale die breite Hauptrogensteinplatte vom W-Rand der Zone (Challhöchi) über Ifenthal bis Hauenstein (Dorf).

Im westlichen Teil der Zone, beim General-Wille-Haus, streichen die Hauptrogensteinschichten mit schwacher Neigung (25 bis 30° E) nahezu gegen N. Sie zeugen damit vom Absinken der Synklinale. Etwa 400 m weiter östlich, bei Aengistein, drehen die Schichten in ein WSW-ENE-Streichen zurück, parallel zu dem Schichtverlauf an der Schmutzbergflue. Die grossen Querstörungen sind in der N-Flanke nicht mehr deutlich zu erkennen, ausser einigen Ausnahmen, die an der Schmutzbergflue sichtbar sind.

Wichtig dagegen ist die grosse Längsstörung, die durch den «Graben» gegen Ifenthal zieht, von da aber gegen W nicht mehr nachgewiesen werden kann. Die Störung wurde bereits von Mandy und Rollier erkannt und kommt dadurch zum Ausdruck, dass die Variansschichten bei Unter Wald auf demselben geographischen Niveau liegen wie der Untere Hauptrogenstein beim Rankbrünnli und Hurst (siehe Profile 4 und 4a). Vermutlich zieht der Bruch von Meierhof nach SE und geht in die grosse Querstörung des Hardwald (siehe Gäusynklinale Seite 73) über.

Im Dorf Hauenstein kann ein Bruch festgestellt werden, an dem die Hauensteinsynklinale nach NE dreht. Sie behält dieses Axialstreichen in der 3. Zone.

Muschelkalkschuppenzone

Die Muschelkalkschuppenzone in der 2. Zone zeigt mehrere durchgehende Schuppen, die in der östlichen Fortsetzung von den in der

1. Zone beschriebenen Querbrüchen abgeschnitten werden. Die Muschelkalkschuppen sind im Untersuchungsgebiet noch von Brüchen durchsetzt, die jedoch gegen N nicht mehr festgestellt werden können.

Wir können drei Schuppen unterscheiden: Wirblingen, Fürbergsegg und Hagnau-Chürzi. Die Schuppe der Fürbergsegg setzt an der grossen Störung von Sunnenberg (Seite 77) ab, die vom Punkt 924 an der Belchenflue gegen NNE streicht. In der nördlich gelegenen Schuppe verlieren sich die Anzeichen des Bruches (siehe BARTHOLET), während er bei Grueben im Bach an einer steilstehenden Muschelkalkrippe sichtbar ist. An derselben Verwerfung setzt auch die Schuppe von Hagnau-Chürzi ab, jedoch in der östlichen Richtung.

Gegenüber der westlichen Zone (1. Zone) hat sich die Streichrichtung der Schuppen geändert, ebenso die Ausdehnung in W-E-Richtung, die in dieser mittleren Zone wesentlich grösser ist. Sie streichen im allgemeinen gegen NE und gehen in das Gebiet von H. U. BARTHOLET über, der eine Mehrzahl von Schuppen unterscheiden konnte.

3. ZONE: ÖSTLICHE ZONE

Gebiet östlich der Linie Olten–Unterer Hauenstein (Passhöhe)–Läufelfingen.

Profile 1, 2, 3 und Fig. 19 und 20.

Diese Zone ist gekennzeichnet durch das Abtauchen der Farisbergantiklinale, die Heraushebung der Hauensteinsynklinale, das Hervortreten der Hauensteinantiklinale aus der Schuppenzone und die Einschaltung der Sekundärfalte von Ober Erlimoos. Ausserdem setzt im nördlich benachbarten Gebiet die Burgflue-Mulde ein (H. U. BARTHOLET).

Farisbergantiklinale

Im Hauptrogenstein der Geissflue lässt sich das steile axiale Abtauchen der Farisbergantiklinale ausgezeichnet beobachten. Der Südschenkel fällt am Hegiberg mit etwa 45° nach SE, biegt aber gegen die Geissflue rasch in ein E- und später in ein NE-Fallen um, wodurch das Abtauchen der Antiklinale erkenntlich wird.

Der Kern des Gewölbes streicht von Mieseren über Duleten und Ober Rintel in NE-Richtung, hat also gegenüber der 2. Zone die Streichrichtung geändert.

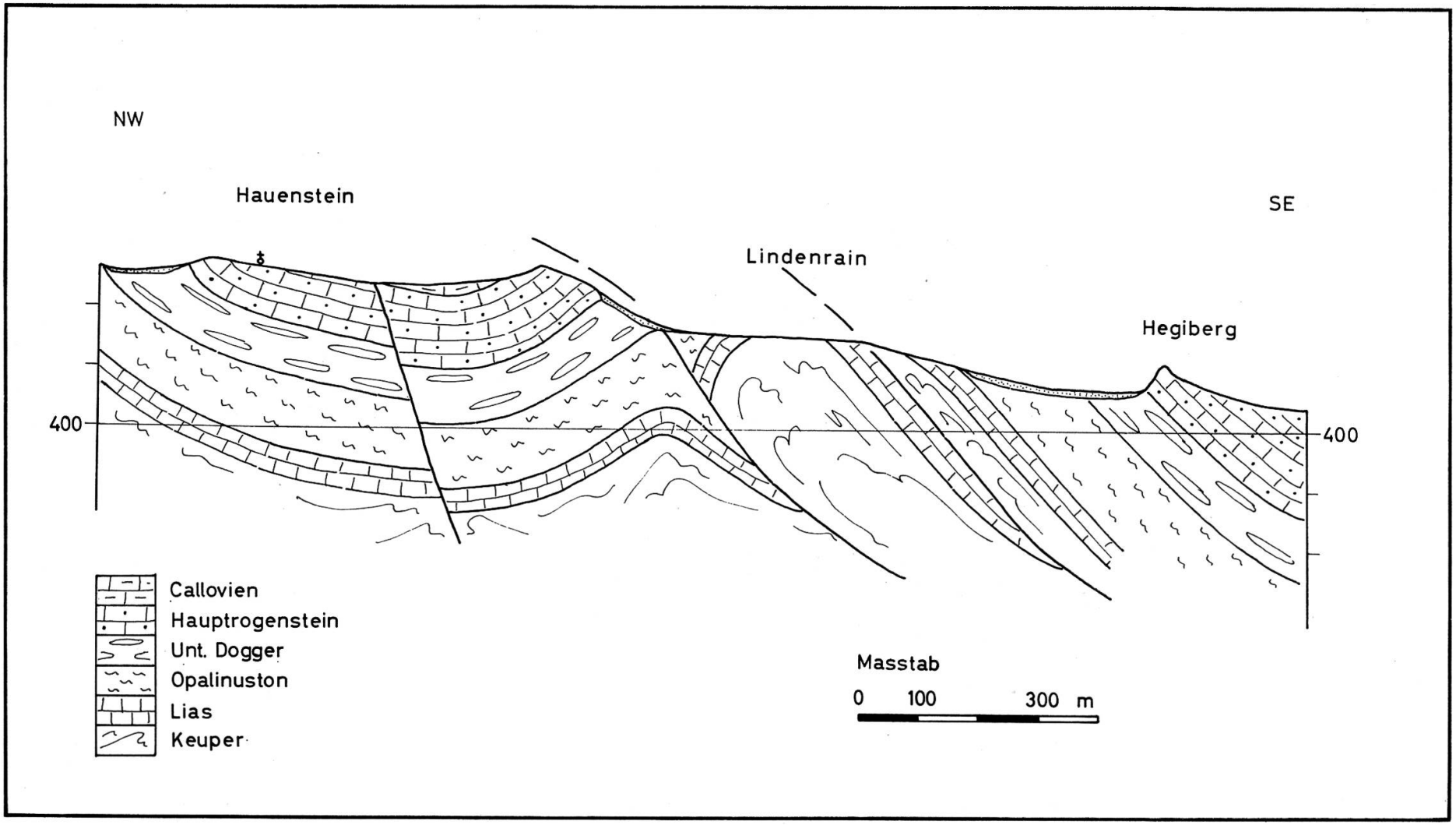


Fig. 19 Tektonisches Profil von Hegiberg – Hauenstein (Dorf)

Der Kern der Antiklinale ist bei Lindenrain verschuppt (Fig. 19), gegen Unter Erlimoos zeigt sich jedoch ein geschlossenes Liasgewölbe mit einem kleinen Keuperkern. Die Fortsetzung des Kerns gegen die Geissflue ist durch den grossen Bergsturz verdeckt (Seite 65), wodurch auch der Verlauf der Überschiebung, NE von Ober Rintel, nicht mehr sichtbar ist. Es handelt sich vermutlich um die (II) Überschiebung.

In der ganzen 3. Zone ist überdies auch die (I) Überschiebung nirgends mit Sicherheit zu lokalisieren, ausser bei Ober Erlimoos, wo die sekundäre Falte von Ober Erlimoos direkt an den Hauptrogenstein der herausgehobenen Hauensteinsynklinale grenzt.

Der Nordschenkel der Farisbergantiklinale ist nur noch als kleiner Rest an der Geissflue, als abtauchender Hauptrogenstein, sichtbar. Dieser NW der Geissflue abtauchende Komplex wurde von MANDY (1907) als abgesackte Masse gedeutet und nicht als zusammenhängendes Schichtpaket, dessen Umbiegung aus dem Südschenkel über die Scheitelpartie der Geissflue verfolgt werden kann. Somit war für ihn (MANDY) eine Erklärung der tektonischen Lage der Geissflue sehr schwer. Wie bereits erwähnt (Seite 68) haben sowohl MÜHLBERG als auch BUXTORF die Verhältnisse bereits richtig erkannt. Nur sind sie in den Profilen von MÜHLBERG unklar dargestellt worden.

Die Ruine Froburg bildet bereits den Südschenkel der Hauensteinantiklinale respektive der eingeschalteten Sekundärfalte von Ober Erlimoos.

Ein besonderes Problem stellten die im Sattel zwischen der Geissflue und der Froburg gefundenen graubraunen, sandigen Kalkmergel dar, die zu wenig aufgeschlossen sind, als dass man eindeutig das Alter bestimmen könnte. F. MÜHLBERG zeichnet in seiner Karte im Sattel Unteren Dogger ein. Gegen diese Annahme müssen folgende Punkte angeführt werden:

1. Die Bänke streichen über den Sattel hinweg, das heisst, sie folgen dem Hauptrogenstein der Geissflue.
2. Streichrichtung und Lagerung der Hauptrogensteinschichten der Ruine Froburg weisen darauf hin, dass die Unteren Doggerbänke unterhalb der Fluh hindurchziehen. Um sie (Unterer Dogger) im Sattel noch anzutreffen, müssten die Schichten SW der Ruine scharf umbiegen. Eine solche Umbiegung ist nirgends festgestellt worden.
3. Die Profilzeichnungen zeigten, dass geometrisch keine andere Möglichkeit besteht, als die Zuweisung der Mergel zum Callovien.

Die **Hauensteinsynklinale** streicht, ähnlich der Farisbergantiklinale, östlich der Verwerfung, die durch das Dorf Hauenstein zieht (Seite 89),

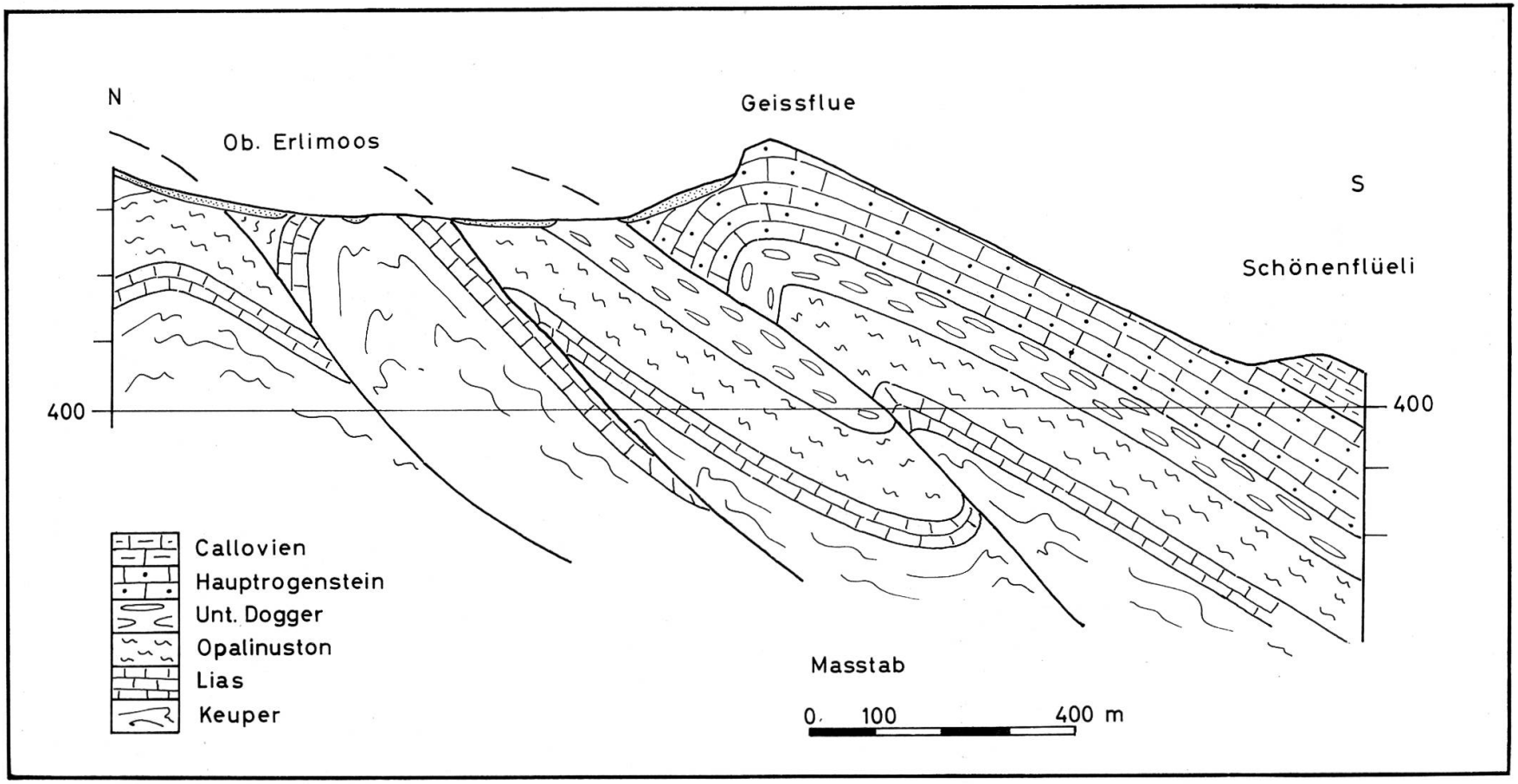


Fig. 20 Tektonisches Profil von Geissflue – Ober Erlimoos

in NE-Richtung, wird schmäler und streicht schlussendlich nördlich von Ober Erlimoos in die Luft aus. Auf dem Lindenrain sind Schichten des obersten Hauptrogenstein und der Variansschichten angetroffen worden. Darauf liegen aber einzelne grosse Blöcke des Hauptrogenstein, die vermutlich zu dem überschobenen und vollständig erodierten Nordschenkel der Ober-Erlimoss-Falte gehörten. Jedenfalls ist eine andere Erklärung für das Vorhandensein dieser Blöcke auf dem Liechtberg nicht möglich. Aus dem Profil Fig. 19 ist ersichtlich, dass der Hauptrogenstein der überschobenen Massen, denkt man sich den Scheitel dazu, über dem Lindenrain gelegen haben muss, das heisst, dass der N-Schenkel bis gegen den Liechtberg reichte.

Die Synklinale endet an einem Bruch östlich von Ober Erlimoos, der in SE-NW-Richtung durchzieht.

Sekundärfalte von Ober Erlimoos

Die W-E-Ausdehnung dieser Sekundärfalte ist sehr gering. Gegen SW taucht sie unter die Hauensteinsynklinale und kann oberflächlich nirgends lokalisiert werden.

Der Kern dieser Falte wird durch den Lias und Keuper bei Ober Erlimoos gebildet, der im N direkt an den Hauptrogenstein und Unteren Dogger der Hauensteinsynklinale stösst, wie bereits erwähnt, vermutlich an der Überschiebung (I), die gegen NE vollständig verschwindet. Jedenfalls kann die Überschiebungslinie nicht bis in die Dottenbergüberschiebung von H. U. Bartholet verfolgt werden, obschon Zusammenhänge vermutet werden könnten.

Die Falte von Ober Erlimoos streicht über die Froburg gegen NE und entspricht der kleinen Wölbung, die in der Flanke des Dottenberg im Profil durch den Hauensteinbasistunnel dargestellt ist (Buxtorf). Aus der Beschreibung geht hervor, dass die Sekundärfalte sowohl nach W wie auch nach E ein starkes Axialgefälle aufweist.

Hauensteinantiklinale

Die Hauensteinantiklinale spaltet sich in der 3. Zone aus der Muschelkalkschuppenzone ab und zieht in NNE-Richtung am N-Fuss des Dottenberg nach Lostorf.

Der Südschenkel der Hauensteinantiklinale ist eine breite und flache Platte, die in die Gäusynklinale übergeht. Dadurch wird der Eindruck einer grossen Breite des Faltenbündels erweckt, der jedoch, wie bereits erwähnt, nicht durch starken Zusammenschub hervorgerufen

wurde. In der 3. Zone verbreitert sich das Bündel wieder zu 8 bis 10 km Breite.

In der 3. Zone haben wir, was diese nördlichsten Faltenstrukturen anbetrifft, ein ähnliches, aber reziprokes Verhalten wie in der 1. Zone, wo die Waldweid-Humbel-Synklinale in die Luft streicht und die Passwangantiklinale in die Schuppenzone übergeht. In der 3. Zone haben wir das Hervortreten der Hauensteinantiklinale aus der Schuppenzone und das Einsetzen der Burgflue-Mulde.

Ähnlichkeiten findet man auch im Überschiebungsverlauf. Die Dottenbergüberschiebung bewirkt, dass die Hauensteinantiklinale an die Burgflue-Mulde angepresst wird, ähnlich den Verhältnissen, die wir bei Fasiswald antreffen (Seite 75). Auch hier tritt der Muschelkalk im Kern noch an die Oberfläche (siehe Profil durch den Hauensteinbasistunnel von A. Buxtorf).

Interessanterweise sind die Querstörungen, die in dieser Zone auftreten, vor allem im östlichen Teil, zum System der SE-NW streichenden Brüche zu zählen, ähnlich wie jene durch die Bornantiklinale (Seite 72) und Gäusynklinale. Die SSW-NNE streichenden Brüche fehlen östlich von Olten, das heisst von der 3. Zone gegen E, vollständig.

GRUNDGEBIRGSSOCKEL

Eine Deutung der Tiefentektonik ist an Hand der Oberflächenformen eine sehr theoretische Frage. Trotzdem versuchen wir, gestützt auf die Abscherhypothese von A. Buxtorf und neuere Beobachtungen von H. P. Laubscher (1961 und 1962) ein Bild der Form des Grundgebirgssockels zu entwerfen.

Eine grosse Hilfe für die Interpretation stellen die verschiedenen Tunnelbauten (Grenchenberg-, Weissenstein- und Hauensteinbasistunnel) dar, die ja auch A. Buxtorf für die Bestätigung seiner Theorie gedient haben. Um jedoch weitere, konkrete Daten zu erhalten, wäre eine umfangreiche geophysikalische Untersuchung von besonderem Interesse. Bis heute sind solche Mittel im Jura noch nicht angewandt worden, so dass wir allein von den Oberflächenmerkmalen auf den Bau des Untergrundes schliessen müssen. Dies verlangt vor allem vermehrt eine mechanisch-geometrische Analyse der Faltenformen, wie sie von H. P. Laubscher angewendet wird. Aus seiner Arbeit geht jedoch hervor, dass diese Arbeitsmethode erst sinnvoll wird, wenn sie auf grössere

Gebiete angewandt wird, so z. B. für das ganze Blatt Hauenstein. Eine solche Untersuchung würde jedoch den Rahmen dieser Arbeit sprengen.

Es ist evident, dass die tektonischen Formen der Faltenstrukturen gewisse Zusammenhänge vermuten lassen. Aus diesem Grunde wurde die tektonische Beschreibung nach den erwähnten drei Zonen vorgenommen. Die einzelnen tektonischen Erscheinungen und eventuelle Zusammenhänge wurden bereits auf den Seiten 69 bis 71 dargestellt.

Aus dieser Zusammenstellung zeichnen sich Anzeichen ab, die auf reaktivierte Sockelstörungen, jedenfalls aber auf eine Beeinflussung der Oberflächenformen durch die Sockelstrukturen schliessen lassen.

In der westlichen Zone tauchen zwei Antiklinalen ostwärts ab, während die Muschelkalkschuppenzone nach SE streicht. Die Waldweid-Humbel-Synklinale streicht gleichzeitig in die Luft auf. Eine ähnliche Stellung wie die eben erwähnte Mulde, nimmt in der östlichen Zone die Burgfluesynklinale ein. Demgegenüber zeigt die mittlere Zone eine flache und tieferliegende Hauensteinsynklinale, die gleichzeitig an die Schuppenzone grenzt. Aus diesem Grunde nehmen wir an, dass in diesem mittleren Abschnitt eine Sockeldepression vorliegen muss.

Gegen W, zwischen Eptingen und Hägendorf, treten dichtgescharte Brüche auf, die infolge ihrer Richtungskonstanz auffallen. Sie sind ein weiteres Indiz für die Abhängigkeit von der Sockelform. Es steht jedenfalls fest, dass die Brüche des Tafeljura bis in das Faltenbündel gewirkt haben.

Bei der Betrachtung der tektonischen Übersichtskarte von A. Buxtorf oder der geologischen Generalkarte der Schweiz fällt auf, dass die Knickung der Muschelkalkschuppenzone, die starke Pressung des Faltenbündels und das Abtauchen verschiedener Antiklinalen, wie auch die Bruchschar der Challhöchi in der Fortsetzung der Werratalverwerfung liegen. Dieser Bruch streicht in SSW-Richtung genau gegen den Knickpunkt bei Eptingen und weiter in die 1. Zone hinein.

Um die Lage des Abscherungshorizontes festzulegen, stehen uns heute folgende Daten zur Verfügung. Im Mittelland bei Altishofen I liegt sie auf 1400 m unter Meeresniveau, bei Pfaffnau auf 1300 m unter Meeresspiegel. Nach den Ausführungen von H. P. Laubscher darf die Lage des Grundgebirgssockels mit dem Abscherhorizont gleichgesetzt werden. Weiter im N, im Gebiet der Bornantiklinale, lässt sich die Abscherung nach den Berechnungsmethoden von H. P. Laubscher in 600 m unter Meeresspiegel erwarten. Im Basler Tafeljura, am N-Rand der Muschelkalkschuppenzone, ist der Grundgebirgssockel auf etwa 300 m unter Meeresniveau.

Wie BUXTORF in seinen Profilen zeigt, wurde an der Mont-Terri-Linie der Faltenjura auf den Tafeljura überschoben. Die Einsenkung im Grundgebirgssockel machte er auf Grund der Beobachtungen im Hauensteinbasistunnel.

Aus der Lage des Faltenbündels im untersuchten Abschnitt kann angenommen werden, dass eine kleine Sockelerhebung die starke Aufpressung des Sedimentmantels zur Folge hatte. Dadurch ist die Ersionstätigkeit intensiver gewesen, weshalb wir heute in den Synklinalen dieses Abschnittes keine jüngeren Schichten als Argovien antreffen, während doch im W in den Mulden noch Tertiärüberreste vorhanden sind. Dies stimmt auch mit dem, was H. P. LAUBSCHER aus dem Kartenbild abgelesen hat und in seiner Arbeit (Eclogae, Vol. 54, N 1) in Fig. 1, Seite 228, darstellt, überein.

ZUSAMMENFASSUNG DER RESULTATE ZUR TEKTONIK

- Das Faltenbündel im untersuchten Abschnitt ist stark gepresst.
- Die Bornantiklinale zeigt eine leichte Kofferung, die jedoch in den Oberflächenaufschlüssen der N-Flanke kaum zu erkennen ist. Auch rechnerisch kann die Kofferung bewiesen werden.
- Die Weissensteinantiklinale taucht nördlich von Rickenbach ab. Die letzte Wölbung ist im Bachrain sichtbar.
- Parallel zu dieser Antiklinale streicht auch die Holderbank-Bärenwil-Synklinale in die Luft auf.
- Die Farisbergantiklinale streicht in der 1. und 2. Zone von W nach E und biegt in der 3. Zone nach NE. Im Gebiet nördlich von Trimbach taucht die Antiklinale axial rasch ab.
- Im westlichen Gebiet bei Chambersberg (1. Zone) hat diese Antiklinale die höchste Aufwölbung erlitten.
- Die Aufschiebung dieser Antiklinale erfolgte an zwei Flächen, den Überschiebungsflächen (I) und (II). Sie haben stellenweise geringe Neigung.
- Der Überschiebungsbetrag ist unterschiedlich und beträgt im westlichen Teil etwa 250 m; im mittleren Teil ist er am grössten, etwa 500 m.
- Die Hauensteinsynklinale ist im W bei Langenbruck noch relativ breit, wird am schmälsten am Westrand des Untersuchungsgebietes, in der 1. Zone. Sie nimmt hier auch das höchste geographische Niveau ein.

- Bei Challhöchi taucht die Synklinale gegen E ab, mit dem Abtauchen der Passwangantiklinale, die östlich von Neuhus verschwindet.
- Gleichzeitig streicht auch die nördlich gelegene Waldweid-Humbel-Synklinale in die Luft aus.
- Die Schuppenzone besteht auf mehreren gepressten Schuppen und weist die schmälste Stelle südlich von Eptingen (Stamberg) auf.
- Die Bezeichnung «Hauensteinantiklinale» wurde neu eingeführt für das Gewölbe, welches in der 3. Zone aus der Muschelkalkschuppenzone abgespaltet wird. Sie streicht nach ENE dem Dottenberg entlang, der den Hauptrogenstein-Südschenkel des Gewölbes bildet.
- Bei Ober Erlimoos schaltet sich eine Sekundärfalte ein, deren Bedeutung noch unbekannt ist. Die Sekundärfalte ist auch im Hauensteinbasistunnel-Profil dargestellt (A. Buxtorf).
- Die Verbreiterung des Faltenbündels in der 3. Zone ist nicht auf Zusammenschub zurückzuführen, sondern auf flache Lagerung der S-Flanke der Hauensteinantiklinale, respektive Gäusynklinale.
- Deutliche Zusammenhänge der oben erwähnten Beobachtungen führen zur Vermutung, dass Zusammenhänge mit dem Bau des Sockels bestehen.