

ZUM
TEKTONISCHEN WERDEGANG
DES SÜDLICHEN TAUNUS

VON

KARL KUBELLA

IN KÖLN

MIT 2 TAFELN UND 14 ABBILDUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON
DER DIREKTION DES HESSISCHEN LANDESAMTES
FÜR BODENFORSCHUNG

WIESBADEN 1951

IM VERTRIEB BEIM HESSISCHEN LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG
WIESBADEN, PARKSTRASSE 28

ABHANDLUNGEN DES HESSISCHEN LANDESAMTES FÜR BODENFORSCHUNG

HERAUSGEGEBEN VON
DER DIREKTION DES HESSISCHEN LANDESAMTES
FÜR BODENFORSCHUNG

HEFT 3

**ZUM
TEKTONISCHEN WERDEGANG
DES SÜDLICHEN TAUNUS**

VON

KARL KUBELLA

IN KÖLN

MIT 2 TAFELN UND 14 ABBILDUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON
DER DIREKTION DES HESSISCHEN LANDESAMTES
FÜR BODENFORSCHUNG

WIESBADEN 1951

IM VERTRIEB BEIM HESSISCHEN LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG
WIESBADEN, PARKSTRASSE 28

Diese Arbeit erscheint als Auszug
im Jahrbuch der Dissertationen der Hohen Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Bonn

Satz und Druck:
Wiesbadener Graphische Betriebe GmbH

Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus

Von

KARL KUBELLA, Köln

Mit 2 Tafeln und 14 Abbildungen

Inhaltsverzeichnis

Einleitung	7
A. Das Zentralgebiet des Taunus im Bereich der Idsteiner Senke	8
I. Umgrenzung	9
II. Morphologische Gliederung	9
III. Geologisch-strukturelle Gliederung	11
1. Der Westtaunus	11
2. Der Osttaunus	13
3. Die Idsteiner Senke	14
IV. Die Elemente der Inneren Tektonik	15
1. Begriffliches	16
2. Faltenachsen — Runzelachsen	17
a) Untersuchungsmethodik	17
b) Untersuchungsergebnisse und Auswertung	25
3. Faltenachsebene und Schieferung	34
4. Schubklüftung	35
B. Der Südtainus	36
I. Die Oberflächengestaltung	37
1. Morphologische Gliederung	37
2. Die präpliozäne Landoberfläche	39
II. Die Elemente der Inneren Tektonik	43
1. Faltenachsen	43
2. Schieferung	44
3. Schubklüftung	48
III. Die magmatogenen Gangbildungen und ihre regionale Anordnung	50
1. Die hydrothermalen Erzgänge	50
2. Die pseudomorphen Quarzgänge	55
3. Die Basalte	60
IV. Der tektonische Werdegang des Südtainus	66
V. Das Taunusbeben vom 22. Januar 1930	70
C. Ausblick	73
Zusammenfassung	74
Schriftenverzeichnis	77
Karten	81

Einleitung

Die Anregung zu dieser Arbeit erhielt ich von meinem Lehrer Herrn Prof. Dr. H. CLOOS. Sie soll Weiterführung und Ergänzung der tektonischen Untersuchungen J. ALBERMANNs sein, die wegen des Kriegsausbruches im Jahre 1939 vorzeitig abgeschlossen werden mußten und später nicht mehr fortgesetzt werden konnten, da J. ALBERMANN im Kriege fiel. Er hatte sich die Aufgabe gestellt, den von H. CLOOS zunächst vermuteten und später in einer weiträumigeren strukturellen Betrachtung (H. CLOOS 1939) dargelegten genetischen Zusammenhang zwischen den großen, quer zum Gebirgsstreichen verlaufenden Quarzgängen des Taunus und dem in der Idsteiner Senke kulminierenden Gewölbe der Faltenachsen (F. MICHELS 1926) sicherzustellen.

Wegen der besonderen Zeitumstände konnte J. ALBERMANN nur die Tektonik der Quarzgänge erschöpfend behandeln, während die des Nebengesteins (z. B. Faltenachsen, Schieferung, Schubklüftung usw.) durch weiträumige Begehungen nur in ihren größten Zügen aufgenommen und dargestellt wurde.

Durch Kriegseinwirkung ging die bei der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bonn vorliegende Dissertation verloren, und nur ein zweites — allerdings unvollständiges — Exemplar befand sich noch im Besitz von Frau J. ALBERMANN, der Gattin des fallenen Autors¹.

Vorliegende Arbeit hat zum Ziel, die Wesenszüge des tektonischen Geschehens im Südaunus durch eine möglichst eingehende Untersuchung der strukturellen Merkmale des Nebengesteins (Faltenachsen, Schieferung, Schubklüftung usw.) zu erfassen und unter Heranziehung der ALBERMANNschen Ergebnisse ein geschlossenes Bild vom Ablauf der Krustenbewegungen von der varistischen Gebirgsbildung bis heute zu entwerfen. Die Erfassung der jüngeren Bewegungen erforderte ein eingehendes Studium der Morphologie des Südaunus.

Die dieser Arbeit zugrunde liegenden Geländeaufnahmen wurden in den Jahren 1949 und 1950 durchgeführt.

Es ist mir ein Bedürfnis, meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. H. CLOOS für die vielseitige Förderung, die er meiner Arbeit angedeihen ließ, meinen aufrichtigen Dank zu sagen. Ferner danke ich den Herren Prof. Dr. F. MICHELS und Dr. F. K. NÖRING vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung für ihr reges Interesse, das sie meiner Arbeit entgegenbrachten, und für ständige Beratung in regionalgeologischen Fragen. Herrn Prof. Dr. G. KNETSCH verdanke ich wertvolle Anregungen bei der Bearbeitung der

¹ Frau J. ALBERMANN stellte dankenswerterweise dieses Exemplar dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Bonn zur Einsicht zur Verfügung.

hydrothermalen Vererzung. Die Herren Dr. G. OERTEL und Dr. R. HOEPPENER berieten mich freundlicherweise bei der Behandlung von Merkmalen der Inneren Tektonik.

A. Das Zentralgebiet des Taunus im Bereich der Idsteiner Senke

Als spezielles Arbeitsgebiet wurde der Südteil der Idsteiner Senke und Teile des beiderseits anschließenden West- und Osttaunus gewählt (Abb. 1); denn es war zu erwarten, daß eine tektonische Aufnahme dieses zentralen

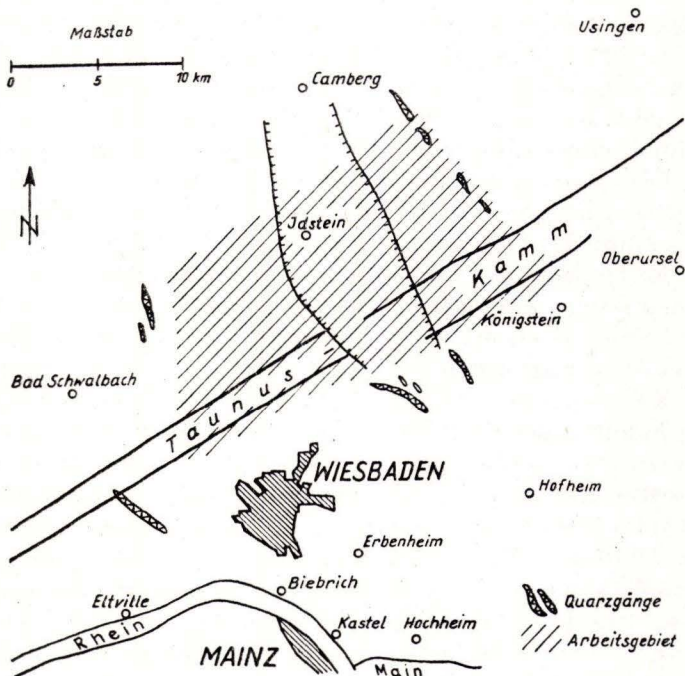


Abb. 1. Südtaunus und Idsteiner Senke

Taunusausschnittes den Schlüssel zur Deutung der tektonischen Verhältnisse in den angrenzenden Gebieten des West- und Osttaunus liefern würde. Die dort gewonnenen Erkenntnisse wurden unter Zuhilfenahme der bisher vorliegenden tektonischen Bearbeitungen anderer Teilgebiete des Taunus auf den ganzen Südtaunus übertragen.

Um nicht Gefahr zu laufen, in Gesteinen fraglichen vordevonischen Alters varistische und gegebenenfalls unkontrollierbare prävaristische Merkmale bei Aufnahme und Auswertung miteinander zu vermischen, wurde die metamorphe Zone am Südrand des Taunus (Vordevon A. LEPLAS) wegen des noch ungeklärten Alters ihrer Gesteine nicht mit in die Untersuchungen einbezogen.

I. Umgrenzung

Das Arbeitsgebiet umfaßt Teile der Top.-Karten 1 : 25 000, Bl. Idstein, Reifenberg, Königstein und Wehen.

Seine Grenze verläuft vom Schläferskopf (454,5 m), dem westlichen Rand des Blattes Wehen folgend, in nördlicher Richtung bis in die Gegend nordwestlich Hambach, wendet sich dort nach NO, berührt die Orte Niederlibbach und Görsroth und erreicht den Westrand der Idsteiner Senke am Nordabhang des Schnepfenkopfes (353,0 m). Sie überquert die Idsteiner Senke nördlich der Orte Wörsdorf und Esch und zieht sodann nördlich an Steinfischbach vorbei zu Punkt 472,4 m im Steinfischbacher Wald. Dort wendet sie sich nach SO und verläuft, zunächst den Ostrand des Ortes Reichenbach, sodann den Westrand des Ortes Niederreifenberg berührend, zwischen Kleinem (826,0 m) und Großem Feldberg (880,0 m) zum Südwestabhang des Altkönig (798,1 m) in den Kronberger Stadtwald. Dort biegt sie nach WSW um und berührt, nördlich an Falkenstein und Königstein vorbeiziehend, die Orte Ruppertshain und Eppenhain. Sie überquert sodann den Dattenbach etwa 1,5 km nördlich Vockenhausen, berührt den Ort Niederjosbach und erreicht, nördlich an Naurod vorbeilaufend, den Südabhang des Kellerskopfes. Von dort verläuft sie über die Hubertusschänke im Goldsteintal und den Rabengrund zum Schläferskopf zurück.

II. Morphologische Gliederung

In der Morphologie des so umgrenzten Gebietes tritt die für den ganzen Taunus so typische Gliederung in drei von SO nach NW aufeinanderfolgende, parallel zum Gebirgsstreichen verlaufende Einheiten: Vordertaunus, Taunuskamm (aus zwei parallelen Kammzügen bestehend) und Hintertaunus deutlich zutage. Ebenso sind alle drei Einheiten der in der Taunusmorphologie üblichen Quergliederung: Westtaunus, Idsteiner Senke und Osttaunus mit Teilen im Arbeitsgebiet vertreten.

Über die Morphologie des Osttaunus berichtet W. PANZER (1923), über den Westtaunus M. GALLADÉ (1926a). Ihren Ergebnissen ist auch im enger begrenzten Arbeitsgebiet kaum etwas hinzuzufügen. Lediglich die Idsteiner Senke, die für beide Autoren sowohl regional, als auch stofflich Randgebiet bleiben mußte, bedurfte einer eingehenderen morphologischen Bearbeitung. Die Deutung ihrer Oberflächenformen wurde durch die inzwischen gewonnenen Erkenntnisse auf dem Gebiet der Bruchtektonik (H. CLOOS 1928a, 1928b, 1929, 1931, 1932, 1939) und die eigenen tektonischen Aufnahmen wesentlich erleichtert. Es sei daher nur auf die morphologische Ausgestaltung der Idsteiner Senke eingegangen.

Sie scheidet als breite, quer zum Gebirgsstreichen den Taunus durchziehende morphologische Depression in vollkommener Weise die höherliegenden, angrenzenden Teile des Taunusgebirges — den West- und Osttaunus — voneinander. Während der Taunuskamm als markanter Höhenrücken das ideale Element der Längsgliederung ist, erscheint im Gegensatz dazu als

wichtigste Einheit der Quergliederung eine im Landschaftsbild deutlich erkennbare Vertiefung.

Die Oberflächengestalt des nördlichen Teils der Idsteiner Senke bietet in der Gegend von Camberg und Würges noch das Bild einer geschlossenen Einsenkung mit steilerem Ost- und flacherem Westrand. Dementsprechend liegt auch ihr Tiefstes in etwa 200 m Höhe nahe dem Ostrand im Goldenen Grund, einer Aue, die vom Emsbach in nordwestlicher Richtung durchflossen wird. Der Westrand verläuft etwa 300 m östlich des Steinkopfes (317,0 m) und des Eulersberges (304,1 m) in nordsüdlicher Richtung, überquert etwa 1 km nordöstlich Wallrabenstein die Autobahn Limburg—Frankfurt/M., trifft diese ein zweites Mal zwischen Bahnhof Wörsdorf und dem Schieferberg und folgt ihr von dort weiter nach S, westlich Idstein vorbeiziehend, bis in die Gegend westlich Niederseelbach. Der Ostrand zieht etwa 1,2 km östlich Camberg über Haidchen (309,7 m) nach SO und folgt, etwa 500 m östlich Esch vorbei, dem Ostrand des Goldenen Grundes bis in die Gegend von Heftrich.

Die Idsteiner Senke ist als einheitliche morphologische Eintiefung aber nur bis 1 km südlich Walsdorf zu verfolgen. Weiter südlich taucht in ihrer Mitte ein Höhenrücken auf; dieser gewinnt nach S zu an Breite und Höhe und spaltet die Idsteiner Senke in einen westlichen Ast, der über Idstein nach Niederseelbach verläuft (Teilsenke von Idstein), und einen östlichen auf, der dem Goldenen Grund über Esch nach Heftrich folgt (Teilsenke von Heftrich).

Die Stufenränder, an denen dieses zentrale Hochgebiet gegen die beiden Teilsenken abfällt, sind bei weitem nicht so steil und deutlich wie die Umrandung der Idsteiner Senke gegen West- und Osttaunus. Der Stufenrand, der die Teilsenke von Idstein gegen das Hochgebiet abgrenzt, verläuft, von einem Punkt 1,5 km südsüdöstlich Walsdorf ausgehend, in leichtem Bogen von SW nach S, zieht etwa 1,5 km östlich Wörsdorf vorbei, berührt den Ostteil von Idstein und erreicht, in weitem Bogen in südsüdöstliche Richtung einschwenkend, das Gebiet zwischen Ober- und Niederseelbach.

Der Stufenrand der Teilsenke von Heftrich gegen das Hochgebiet beginnt im Raum südlich Walsdorf am gleichen Ausgangspunkt wie die oben beschriebene Begrenzungslinie der Teilsenke von Idstein, verläuft am Osthang des Weißensteins vorbei (600 m nördlich Bermbach) und erreicht über die Osthänge des Lerchenberges und Erdbeerberges den Westrand von Heftrich.

Das zwischen den beiden Teilsenken gelegene Hochgebiet steigt mit seinen höchsten Erhebungen sanft gegen SO an. Es liegt im Raum von Heftrich-Idstein etwa 70 m tiefer als die Höhen des Westtaunus am Rande der Idsteiner Senke. Der Höhenunterschied gegenüber den randlichen Erhebungen des Osttaunus ist bedeutend geringer; diese überragen das zentrale Hochgebiet der Idsteiner Senke im Raume Heftrich-Esch um nur 25 m bis 30 m.

Die Idsteiner Senke läßt sich über ihre beiden Teilsenken in das Gebiet des Taunuskammes weiterverfolgen. Besonders deutlich erscheint die Fortsetzung der Teilsenke von Idstein im südöstlichen Verlaufe des Daisbaches. Dieser verläßt als Engenhahner Bach den Westtaunus bei Niederseelbach, nimmt dort die von der Talwasserscheide im NW herabfließenden Bäche auf,

durchquert in geräumigem Tal die Taunuskämme im Gebiet von Niedernhausen und tritt an der Guldenmühle (1,4 km westlich Niederjosbach) in den Vorder-taunus aus. Weiter südöstlich ist die Teilsenke von Idstein in der Morphologie nicht mit Sicherheit weiterzuverfolgen.

Der Weiterverlauf der Teilsenke von Heftrich nach S ist dagegen im Oberflächenbild nur undeutlich zu erkennen. Hier bildet offenbar das Tal des Dattenbaches, der die Taunuskämme in seiner ganzen Breite von N nach S durchmißt, die südliche Fortsetzung. Das zwischen den beiden Teilsenken gelegene Hochgebiet steigt weiter gegen den Taunuskamm hin an. Seine Erhebungen liegen im Gebiet zwischen Dais- und Dattenbach (Gr. Lindenkopf 499,4 m) deutlich tiefer als die dem Westrand der Idsteiner Senke benachbarten Kammhöhen des Westtaunus (Hohe Kanzel 593,3 m und Höhe 592,8 m westlich davon). Ein Vergleich mit den Erhebungen des Taunuskammes östlich des Dattenbachtals ergibt keine bedeutenden Höhenunterschiede mehr.

Während im Nordteil der Idsteiner Senke (Raum von Camberg) der Ost-rand steiler und ausgeprägter erscheint, sind im Südteil (Taunuskammgebiet) die Reliefunterschiede am Westrande größer, die Teilsenke von Idstein gegen-über der von Heftrich stärker entwickelt. Wir kommen auf diese Erscheinung im tektonischen Teil dieser Arbeit noch zurück.

III. Geologisch-strukturelle Gliederung

Den weitaus größten Teil des Arbeitsgebietes nehmen unterdevonische Sedimente ein. Am Schichtaufbau beteiligen sich folgende stratigraphischen Horizonte:

Singhofener Schichten	}	Unterkoblenz-Schichten
Spitznack-Schichten		
Hunsrückschiefer		(stratigraphische Stellung noch umstritten)
Taunusquarzit	}	Siegener Schichten
Hermeskeilsandstein		
Bunte Schiefer	}	Oberes Gedinne
Graue Phyllite		
		Unteres Gedinne (Mittel-Ludlow nach G. DAHMER 1946).

1. Der Westtaunus

Die ältesten Ablagerungen, die Grauen Phyllite des Gedinne, bilden im Südteil eine schmale Zone, die, von Querverwerfungen häufig versetzt, sich im Gebirgstreichen vom Südabhang der Würzburg über die Täler des Goldstein-Baches, des Sichter-Baches und des Rambaches zum Kellerskopf erstreckt und sich in ihrer Fortsetzung in das Gebiet nördlich Naurod verfolgen läßt. Weiter östlich ist diese Zone nicht mehr vertreten. Sehr wahrscheinlich liegen dort die Grauen Phyllite innerhalb der metamorphen Zone und bilden einen Bestandteil der „vordevonischen“ Phyllite LEPPLA's, zumal F. MICHELS (1932, S. 10) betont, daß der Gesteinszug der Grauen Phyllite „stellenweise

so allmählich in das ‚Vordevon‘ übergeht, daß eine Abgrenzung gegen dieses nur willkürlich vorgenommen werden konnte“, und geneigt ist, „zumindestens einen großen Teil der Gesteine des ‚Vordevon‘ dem unteren Gedinne zuzurechnen“ (1926, S. 74). Schon R. & E. RICHTER (1925) vermuteten die nordöstliche Fortsetzung der Grauen Phyllite des Goldsteintales in der metamorphen Zone bei Eppenhain, wo sie — allerdings nicht sicher bestimmbare — marine Fossilien fanden. Ebenso mag der Zug der Grauen Phyllite in den vordevonischen Phylliten des Nero- und Kesselbachtals — metamorph getarnt — seine südwestliche Fortsetzung finden.

An diesen Zug schließt sich im NW eine Zone mit Bunten Schiefen des Gedinne an. Sie streicht südlich des Schläferskopfes und des Bleidenstadter Kopfes über die Würzburg nach Nordosten, läßt sich zwischen Kellerskopf und Hahnberg weiterverfolgen und stößt etwa 400 m südwestlich der Bahnlinie Wiesbaden—Niedernhausen gegen eine Scholle von Hermeskeilsandstein, der, durch eine Querverwerfung von den Bunten Schiefen getrennt, diesen gegenüber eine tiefere tektonische Lage einnimmt. Die weitere Fortsetzung der Zone der Bunten Schiefer nach NO findet sich erst im südöstlichen Streichen der Querverwerfung, wo sie am Ostabhang des Hellenberges in einem etwa 100 m breiten Streifen anstehen und, indem sie dem Südrand des Hermeskeilvorkommens folgen, in das Daisbachtal streichen; sie gewinnen dort Anschluß an die Bunten Schiefer auf der östlichen Talseite (östlich Rabenmühle).

In Fortführung der nach NW jünger werdenden Schichtfolge bilden der Hermeskeilsandstein und der Taunusquarzit die Höhen des südlichen Taunuskammes. Die Grauen Phyllite und die Bunten Schiefer liegen also auf dem Nordflügel eines großen Sattels, an den sich im NW eine Mulde anschließt. Den Kern dieser Mulde bildet der Taunusquarzit, der sowohl im SO, als auch im NW von Hermeskeilsandstein begleitet wird. Taunusquarzit und Hermeskeilsandstein bedingen wegen ihrer großen Widerständigkeit gegen die Einflüsse der Verwitterung und Abtragung die morphologische Herausbildung und den Verlauf des südlichen Taunuskammes, der somit ein Musterbeispiel einer Reliefumkehr ist. Die morphologische Mulde zwischen den beiden Taunuskämmen nehmen die Bunten Schiefer ein, die hier sattelförmig heraustreten; die Höhen des Nordkammes bildet wieder der Taunusquarzit, der von Hermeskeilsandstein eingerahmt ist und sich muldenförmig in den Gebirgskörper senkt.

Die Faltenzüge sind durch Querverwerfungen in Schollen unterschiedlicher tektonischer Höhenlage zerlegt. So steht z. B. Jagdschloß Platte auf einer tektonisch gehobenen Scholle des Südkammes. Östlich des Bechtewaldes hebt die südliche Taunusquarzitmulde staffelförmig gegen die Idsteiner Senke aus, so daß sich hier die Bunten Schiefer des Vordertaunus mit denen des zentralen Sattelzuges vereinigen.

Außer in vertikaler Richtung sind die Schollen häufig auch horizontal gegeneinander versetzt. So ist die südliche Taunusquarzitmulde an der Rentmauer gegen ihre südwestliche Fortsetzung (Bleidenstadter Kopf, Schläferskopf) an einer Verwerfungszone um etwa 400 m nach NW verschoben. Weitere

Horizontalverschiebungen fand F. MICHELS westlich des Hohen Waldes (nördlicher Taunuskamm) und am Ostabhang des Hahnberges (südlicher Taunuskamm); sie sind alle mit einer stärkeren Vertikalkomponente verknüpft.

Taunusquarzit und Hermeskeilsandstein sind gegen die ihnen nordwestlich vorgelagerte Schichtfolge des Hunsrückschiefers und der Unterkoblenzschichten durch eine nach NW gerichtete streichende Aufschiebung (Taunuskamm-Überschiebung) abgeschnitten.

2. Der Osttaunus

In die Bunten Schiefer im Gebiet östlich Ehlhalten schiebt sich östlich des Atzelberges staffelförmig eine Mulde aus Hermeskeilsandstein ein und folgt dem Südkamm in seiner weiteren nordöstlichen Erstreckung. Der Muldenzug ist mit seinen südwestlichen Teilen zunächst noch flach in die Bunten Schiefer eingesenkt und durch quer- und diagonalstreichende Brüche in ein Mosaik von Schollen zerlegt. Daher erscheint der Taunusquarzit dort nur unregelmäßig in einzelnen Schollen, oft in mehreren parallelen Zügen mit den zutiefst herabreichenden Teilen seiner Spezialmulden. Erst weiter nordöstlich, wo die Muldenachse eine tiefere Lage erreicht hat (am Romberg, Speckkopf und im Kronberger Stadtwald), entwickelt er sich im Kartenbild zu einem geschlossenen Muldenkern.

Die Mulde wird südlich von Bunten Schiefen begleitet, die jedoch im Gebiet zwischen Ruppertshain und Königstein auf einer Strecke von 2,5 km von Gebirgsschutt verdeckt sind. Erst nördlich Königstein sind sie wieder in ihrem nordöstlichen Verlaufe anstehend zu verfolgen. Östlich des Reichenbachtals grenzen sie im NW unmittelbar an den Taunusquarzit, auf den sie aufgeschoben sind.

In einem zweiten, durch Quer- und Diagonalverwerfungen segmentierten Muldenzug senkt sich an der Platte (700 m südwestlich Schloßborn) der Hermeskeilsandstein in die Bunten Schiefer. Er gewinnt nach NO an Breite und Tiefe, so daß am Glaskopf ein größeres Vorkommen von Taunusquarzit in ihm als Muldenkern erscheint. Östlich des Glaskopfes ist der Zug an einer Querverwerfung um etwa 1,2 km nach SO versetzt und gehoben und streicht, nun wieder fast ausschließlich aus Hermeskeilsandstein bestehend, als eine durch Querverwerfungen vielfach gegliederte Mulde über den Kleinen Feldberg zum Ostrand des Arbeitsgebietes.

An diesen Muldenzug schließt sich im NW eine Sattelzone der Bunten Schiefer an. Diese sind an der streichenden Taunuskamm-Überschiebung auf die Singhofener Schichten im NW aufgeschoben. Diese Aufschiebung erfolgte nicht an einer einzigen Fläche, sondern stellenweise an einer Schar von solchen, wie einzelne hochgeschleppte Fetzen von Bunten Schiefen am Südostrand des Unterkoblenzgebietes beweisen.

Westlich Schloßborn springt die Aufschiebungsfläche durch Absenkung der Dattenberg-Butznickel-Scholle in der Kartenprojektion nach NW und schneidet dadurch nicht mehr die Bunten Schiefer, sondern den in tektonischer

Tieflage erhalten gebliebenen Taunusquarzit der Doppelmulde des Dattenberges und Butznickels gegen Unterkoblenz ab. Diese Mulde ist nur in diesem Bereich wegen der tektonischen Tieflage der Dattenberg-Butznickel-Scholle sichtbar, während sie in beiderseitiger streichender Verlängerung wegen ihrer dortigen Hochlage bereits abgetragen ist oder als Liegendes der Aufschiebungsfläche in die Tiefe genommen wurde. Der nördliche Sattel der Bunten Schiefer, der die Dattenberg-Butznickel-Mulde vom Muldenzug der Platte trennt, ist vom SO auf diese aufgeschoben.

Das Gebiet nordwestlich der „Kammüberschiebung“ wird in weiten Flächen von den Singhofener Schichten des Unterkoblenz eingenommen. Erst im Gebiet von Reinborn und Steinfischbach treten die liegenden Spitznackschichten in mehreren Spezialsattelzügen zutage und streichen in einer etwa 2 km breiten Zone nach NO. Nordöstlich der Linie Oberems—Reichenbach (Oberemser Scheidelinie; vgl. Erl. geol. Karte Bl. Oberreifenberg) erscheinen sie jedoch nur noch in einem einzigen Zuge von maximal 200 m Breite, der zudem noch durch Querverwerfungen vielfach unterbrochen ist. Nordwestlich dieser Sattelzone fallen die Spitznackschichten wieder in die Tiefe, und Singhofener Schichten bilden das Anstehende.

3. Die Idsteiner Senke

Die Muldenzüge des Südkammes heben bei Annäherung an die Idsteiner Senke sowohl auf deren Südwest- als auch auf deren Nordostseite aus, so daß ihre streichende Verbindung in derselben von Bunten Schiefen eingenommen wird. Diese Anordnung führt zur Vorstellung eines in der Idsteiner Senke kulminierenden Achsialgewölbes. Dieses Bild wird noch dadurch vervollständigt, daß sich in diese Gewölbezone im Streichen des Südkammes unvermittelt zwei Vorkommen von Hermeskeilsandstein bzw. Taunusquarzit einschalten: das Vorkommen in der Idsteiner Teilsenke südöstlich Niedernhausen (Schäfersberg, Osthang Hellenberg) und das der Heftricher Teilsenke südlich Ehlhalten (Küppel, Hammersberg).

Das Vorkommen bei Niedernhausen stellt eine Mulde aus Hermeskeilsandstein dar, die an Querbrüchen in die Tiefe gesunken ist. Dieser Einbruch ging im SW staffelförmig vor sich; denn es schließt sich an die südwestliche Randverwerfung eine leicht nach NO geneigte Scholle in vermittelnder Höhenlage mit einer schmalen Hermeskeilsandsteinmulde (Autobahn-Aufschluß südöstlich des Theißbach-Viadukts) an. Diese Scholle ist nach NW bis nach Königshofen verfolgbar, wo sich ihre vermittelnde Höhenlage in einer kleinen, nach SW gegen Bunte Schiefer abgeschnittenen Hermeskeilsandsteinmulde kundtut.

Das Vorkommen bei Ehlhalten bildet eine an Querverwerfungen abgesenkte Mulde aus Hermeskeilsandstein, in die Spezialsättel aus Bunten Schiefen und Spezialmulden aus Taunusquarzit eingeschaltet sind. Sie gliedert sich durch Querverwerfungen in drei Schollen, von denen die nordöstlichste die höchste, die südwestlichste die tiefste Lage einnimmt.

In der Verlängerung des Nordkammes erscheint in der Idsteiner Teilsenke eine an Querverwerfungen begrenzte Scholle höherer Lage, die vorwiegend aus Hermeskeilsandstein besteht, in der aber auch Taunusquarzit in schmalen Spezialmulden vorkommt. Im zentralen Hochgebiet der Idsteiner Senke (Buchwaldskopf, Nickel, Gr. Lindenkopf) tritt die Taunusquarzitmulde wieder in gleicher Breite wie im Westtaunus auf. Bei Annäherung an die Heftricher Teilsenke bildet sich am Wolfskopf (2 km nordwestlich Ehlhalten) an Querverwerfungen eine nach NO ansteigende Schollentreppe heraus, in der der nördliche Sattelzug der Bunten Schiefer in der Umrahmung des Hermeskeilsandsteins erscheint.

Demnach unterscheidet sich der Bau des Nordkammes weitgehend von dem des Südkammes. Während der Muldenzug des Südkammes im Bereich der beiden Teilsenken an quergerichteten Verwerfungen bedeutende Absenkungen erfuhr, erfolgten auf dem Nordkamm in der Idsteiner Teilsenke Schollenhebungen. Zu einem deutlichen staffelförmigen Ausheben der Taunusquarzit-Hermeskeilsandsteinmulden gegen die Idsteiner Senke, wie es auf dem Südkamm zu beobachten ist, kam es dort nicht, da der nördliche Muldenzug gegenüber dem südlichen eine bedeutend tiefere tektonische Lage einnimmt. Zudem war die achsiale Heraushebung am nördlichen Taunuskamm wegen der größeren Entfernung vom Wölbungszentrum, das wohl mit einiger Sicherheit in südöstlicher Verlängerung der Idsteiner Senke zu suchen ist, erheblich geringer als am Südkamm.

Diese Bewegungen, die das Taunuskammgebiet in so auffälliger Weise in Schollen zergliedern, fallen sowohl mit dem Hauptteil ihrer Versetzungsbeträge als auch ihrer relativen Bewegungsrichtung in die Zeit der varistischen Gebirgsbildung. Die geologische Karte bietet genügend Beispiele, wo trotz gedanklicher Rückgängigmachung der Schollenverschiebungen die Faltenzüge der einzelnen Gebirgsteile nicht zusammenpassen. Die Faltenbilder entwickelten sich also während der Schollenbewegungen in jedem Segment selbständig weiter. Postvaristische Bewegungen nehmen an der grundlegenden Ausgestaltung des geologischen Kartenbildes nur zu einem geringen Maße teil; denn die sich aus morphologischen Erwägungen ergebenden jüngeren Verschiebungsbeträge sind viel zu klein, um Schichtserien von mehreren hundert Metern Mächtigkeit so gegeneinander bewegen zu können, daß sich einschneidende Veränderungen im geologischen Kartenbild abzeichnen würden. Bemerkenswert ist jedoch, daß in beiden Teilsenken der Idsteiner Senke, deren morphologische Ausgestaltung offenbar das Ergebnis junger Vertikalbewegungen ist, bereits in varistischer Zeit bedeutende Schollenbewegungen vor sich gingen.

Die „Kammüberschiebung“ trennt im Gebiet der Idsteiner Senke Taunusquarzit und Hermeskeilsandstein von den im NW anschließenden Schichten des Unterkoblenz und Hunsrückschiefers.

IV. Die Elemente der Inneren Tektonik

In die großen Bauelemente, die sich als Sattel- und Muldenzonen, Schollen, Brüche und Aufschiebungen im geologischen Kartenbild abzeichnen, fügen sich die Elemente des Feinbaues, der inneren Tektonik, ein. Es gilt nun, die gewonnene Vorstellung von der Kulmination der Faltenachsen in der Id-

steiner Senke durch kleintektonische Achsenmessungen auf ihre Richtigkeit zu prüfen und in ihren tektonischen Feinheiten zu erfassen. Es wurde darüber hinaus die regionale Anordnung der Faltenachsebenen, der Schieferung und der Schubklüftung durch Messungen bestimmt.

1. Begriffliches

Die Faltenachse ist als Sattel- bzw. Muldenachse schon seit langem Bestandteil der geologischen Terminologie. Man versteht unter ihr die Linie, die der Sattelfirst bzw. dem Muldentiefsten eines bestimmten stratigraphischen Horizontes entlangläuft. Nach dieser ursprünglichen Fassung ist die Faltenachse begrifflich auf die Linien beschränkt, die den Verlauf eines Sattel- oder Muldenkernes im Raume kennzeichnen. In neuerer Zeit erweiterte man jedoch den Begriff der Faltenachse und bezeichnet als solche nunmehr die Krümmungsachse eines jeden Falteils (B. SANDERS β - und β -Achsen). Durch diese Definition fällt die begriffliche Beschränkung der Faltenachse auf die Sattel- und Muldenkerne weg; es können an jeder Stelle des Faltenwurfs Faltenachsen gemessen werden. Die Faltenachse bezeichnet also nicht mehr die örtliche Lage eines Sattels oder einer Mulde, sondern nur noch die Richtung, in der ein Faltengebilde im Raume orientiert ist.

Als Faltenachsebene wird die Ebene bezeichnet, in der die Sattel- bzw. Muldenachsen (der älteren Definition) der verschiedenen aufeinanderfolgenden stratigraphischen Horizonte liegen. Die Falten des Rheinischen Schiefergebirges sind meist asymmetrisch gebaut: einem steilen, oft sogar überkippten Faltschenkel steht ein flacher einfallender gegenüber. Dementsprechend fällt die Faltenachsebene in der gleichen Richtung ein wie der flachere Faltschenkel. Für dieses Hinneigen der Falten nach einer Seite ist der Begriff Vergenz gebräuchlich: eine Falte mit südostfallender Faltenachsebene besitzt eine Nordwestvergenz, eine nordwestfallende Faltenachsebene bezeichnet eine Südostvergenz. Mit Vergenz wird aber oft nicht nur die Neigung der Faltenachsebenen, sondern auch die relative Bewegungsrichtung hangender Schollen auf Überschiebungsbahnen bezeichnet. In höheren Krustenstockwerken und in Faltengebirgen alpinen Typs, wo vor allem diese Begriffserweiterung vorgenommen wurde, mögen die Richtungen der Überfaltung und Überschiebung weitgehend übereinstimmen. In tieferen Krustenstockwerken, zu denen auch der Südtail des Rheinischen Schiefergebirges gehört, ist diese begriffliche Verallgemeinerung unzulässig. Hier befinden sich die kompetenteren Teile des Gebirges in unmittelbarer Nähe der faltungserzeugenden Widerlager und vollführen Ausweichbewegungen, die oft der Überfaltung entgegen gerichtet sind. Daher beschränkt sich der Begriff Vergenz in dieser Arbeit auf die Lage der Faltenachsebenen und bedeutet in keinem Falle eine Kennzeichnung der Lage oder des Bewegungssinnes von Schubflächen.

In den tonig-sandigen Ablagerungen des Arbeitsgebietes tritt die Erscheinung der Schieferung auf. Sie ist die herrschende Absonderungsform der Tonschiefer, Grauwackenschiefer und Phyllite, äußert sich in deren mehr oder weniger vollkommener Spaltbarkeit und beruht auf einer bevorzugten Einregelung der blättchenförmigen und gestreckten Minerale in einer Ebene (Schieferungsebene), die unabhängig von der Schichtung ist (Transversalschieferung). H. SCHOLTZ (1930) erkannte den Bewegungscharakter der Schieferung und wies nach, daß die Schieferungsflächen weitgehend mit den Faltenachsebenen zusammenfallen, die Schieferung also ein wichtiger Bestandteil der Faltung ist. Er deutete Schieferung und Faltenachsebene als Indikatoren von Ausweichbewegungen, die das durchbewegte Material während des Faltungsvorgangs vollführt hat.

Als weitere bedeutsame Absonderungserscheinung ist im Arbeitsgebiet die Schubklüftung ausgebildet. Sie tritt als eine Schar von Schubflächen auf, die die Schieferung spießwinklig schneidet. Die Schubklüftungsflächen sind eindeutig später als die Schieferung entstanden; denn letztere ist an ihnen meist deutlich sigmoidal geschleppt oder gefältelt. H. SCHOLTZ (1930) erkannte die wichtige Rolle der Schubklüftung im

Bewegungsmechanismus des varistischen Gebirges; auf ihren Flächen erfolgen die weiteren Ausweichbewegungen des Materials, wenn die Faltung in ein Stadium getreten ist, in dem eine Weiterbewegung auf der Schieferungsebene keine größere seitliche Verkürzung des Gebirgskörpers mehr ergeben würde. Die Schubklüftung übernimmt in etwa die Funktion einer zweiten Schieferung, erstrebt also den Massenausgleich mit anderen, dem Deformationszustand des Gebirges angepaßten Mitteln.

2. Faltenachsen — Runzelachsen

a) Untersuchungsmethodik

Im Rheinischen Schiefergebirge ist die Messung von Faltenachsen schon seit langem zu einem wichtigen methodischen Hilfsmittel zur Klärung verschiedenster tektonischer Probleme geworden.

So bedienten sich H. CLOOS & H. SCHOLTZ (1930) der Achsenmessung, um, entgegen der damals noch weitverbreiteten Meinung vom Deckenbau des Taunusquarzits, die gebundene Tektonik der Stromberger Insel im südlichen Hunsrück nachzuweisen. E. SCHENK (1938) bewies durch Achsenuntersuchungen die varistische Anlage der Nordsüdzone der Eifel. Ähnliche Untersuchungen stellte SHOU-CHANG (1940) im Nordwestteil der Eifel-Nordsüdzone und am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges an.

Diese Aufnahmen wurden an schichtigem Gestein in verhältnismäßig gut aufgeschlossenen Gebieten durchgeführt, in denen sich ein weitgespannter Faltenwurf fast lückenlos kartieren ließ. Das Achsialgefälle konnte an der Art des umlaufenden Schichtstreichens der einzelnen Faltenzüge qualitativ bestimmt werden. Die genauen Streich- und Einfallswerte der Faltenachsen wurden mit Hilfe der stereographischen Projektion durch folgende Operationen gewonnen:

- a) Verschneidung der Schichtlagen der beiden entgegengesetzt einfallenden Schenkel einer Falte,
- b) Verschneidung von Schichtung und Schieferung,
- c) Konstruktion der Faltenachse aus Harnischen auf den Schichtflächen.

Diese Methodik konnte im Arbeitsgebiet nur beschränkt zur Achsenmessung verwendet werden; denn die Aufschlüsse liegen meist so weit voneinander entfernt, daß immer nur kleine, zusammenhanglose Ausschnitte eines engen Faltenwurfes der tektonischen Kartierung zugänglich sind. Für die Faltenachsenbestimmung durch Verschneidung von Schichtung und Schieferung fällt das Gebiet des Hermeskeilsandsteins und des Taunusquarzits wegen des spärlichen Auftretens von meist nicht meßbaren Schieferlagen aus, ebenso weite Gebiete des Hunsrückschiefers mit stark unterdrückter oder durch die Schieferung völlig verdeckter Schichtung. Bewegungen auf den Schichtfugen haben im Hermeskeilsandstein und Taunusquarzit wegen der Härte des Materials nur an wenigen Stellen Spuren hinterlassen. Erst die bankigen Grauwackenfolgen im Unterkoblenz sind der Harnischbildung auf Schichtfugen etwas günstiger; doch findet man auch dort Strömungen nur selten.

Achsenmessungen durch Verschneidung von Flügel und Gegenflügel einer Falte sind nur gelegentlich möglich, da nur in verhältnismäßig wenigen Auf-

schließen beide Faltenteile zusammen vorkommen. Normalerweise ist nur der Teil eines Faltenschenkels aufgeschlossen. Es mußte daher angestrebt werden, schon aus der Krümmung eines solchen Schenkelteils eine für den betreffenden Aufschluß gültige Faltenachse zu ermitteln. Da diese Krümmung in vielen Aufschlüssen gering und die Schichtung, besonders die Bankung des Taunusquarzits, selten planparallel ausgebildet, meist sogar noch gewellt ist, weicht eine einzelne Verschneidungslinie, die durch stereographische Kombination zweier Schichtwerte gewonnen wird, fast stets von der wirklichen Faltenachsenlage ab. Erst eine Vielzahl solcher Schnittlinien ergibt, als stereographische Kugelprojektion im flächentreuen (SCHMIDT'schen) Netz gemittelt, den wirklichen Faltenachsenwert. Es wurden daher in jedem Aufschluß etwa 15 Schichtungen gemessen und jede Schichtlage mit jeder stereographisch zum Schnitt gebracht (siehe Tabelle).

Wenn a die Anzahl der Schichtmessungen ist, so ergibt sich die Anzahl der möglichen Schnittkombinationen x aus der Formel:

$$x = \frac{a^2 - a}{2}$$

15 Schichtmessungen ergeben zunächst $15^2 = 225$ Kombinationsmöglichkeiten. Davon fallen aber die Kombinationen der 15 Schichtflächen mit sich selbst aus, da sie wegen ihrer Parallelität keine eindeutige Schnittlage ergeben. Die restlichen 210 Kombinationsfälle müssen aber noch durch 2 dividiert werden, da die Schnittlinie von Schichtfläche 1 mit Schichtfläche 2 geometrisch der Kombination von Schichtfläche 2 mit Schichtfläche 1 identisch ist, folglich jede geometrisch mögliche Schnittlinie zahlenmäßig doppelte Besetzung hat. Mithin gehören zu 15 Schichtmessungen 105 kombinatorisch mögliche Schnittlinien.

Die Schnittlinien, hier allgemein als Kombinationsachsen bezeichnet, werden in ein stereographisches, flächentreues (SCHMIDT'sches) Netz (untere Halbkugel) eingetragen und das Häufigkeitsmaximum mit dem Zählkreis¹ im Diagramm lagemäßig bestimmt.

Auf die Darstellung der Linien gleicher Häufigkeit in der bei B. SANDER üblichen Form (in Prozenten der Summe aller Diagramm-Pole) kann hier verzichtet werden, da es allein auf die Ermittlung des Häufigkeitsmaximums ankommt und eine vergleichende Beurteilung der Maxima mehrerer Diagramme, für die eine Darstellung im prozentualen Einheitsmaß Voraussetzung ist, außerhalb der Zielsetzung dieser Untersuchung liegt. Die Häufigkeitsgleichen werden deshalb hier von 5 zu 5 Einheiten der absoluten Häufigkeitsziffern konstruiert; d. h. es wurde das Gebiet, in dem der Zählkreis keine Pole enthält, durch die „Null-Gleichen“ von dem Gebiet abgetrennt, in dem 1 bis 5 Pole im Zählkreis erscheinen; sodann trennt die „Fünfer-Gleichen“ die Gebiete mit 1 bis 5 Polen und 6 bis 10 Polen im Zählkreis voneinander usw.

Im Achsendiagramm einer idealen Falte, bei der alle Krümmungsachsen einander parallel verlaufen, fallen alle Pole der Kombinationsachsen in einem Punkt zusammen; die Pole der Schichtung liegen auf dem Großkreis zur Faltenachse. In der Natur erscheinen jedoch die Falten nicht in dieser idealen Form. Schon auf kurze Strecken verändert die Faltenachse ihre Lage, und die Schichtflächen sind nur unvollkommen planparallel ausgebildet, so daß die Pole eines Kombinationsachsen-Diagramms um einen Häufigkeitswert

¹ Fläche des Zählkreises = 1% der Fläche des Diagrammkreises.

Kombinationstabelle zur Ermittlung der Faltenachse aus 15 Schichtmessungen
Steinbruch 300 m WNW „Hohler Stein“, südöstlich Oberseelbach

Schichtung	71/66 SE	59/79 SE	83/88NW	74/80NW	72/80 SE	65/85NW	58/71NW	65/85 SE	62/66NW	55/80NW	35/82NW	58/85 SE	64/75NW	77/81 SE	71/76 SE
71/66 SE	—														
59/79 SE	48/46 SW	—													
83/88NW	83/24 NE	83/63 NE	—												
74/80NW	74/2 NE	68/38 NE	84/47 SW	—											
72/80 SE	74/2 NE	106/74SE	85/52 NE	74/5 NE	—										
65/85 SE	67/15 SW	65/26 NE	84/80 SW	61/58 NE	68/30 SW	—									
58/71NW	64/20 SW	59/1 SW	84/57 SW	90/62 W	68/32 SW	68/33 SW	—								
65/85 SE	65/20 SW	68/38 NE	84/80 NE	68/35 NE	64/50 SW	65/—	65/22 SW	—							
62/66NW	68/12 SW	60/6 NE	84/40 SW	80/36 NE	70/18 SW	67/10 SW	50/28 NE	66/8 SW	—						
55/80NW	60/27 SW	58/8 SW	84/70 SW	154/80NW	65/46 SW	71/60 SW	54/15 NE	63/40 SW	52/25 NE	—					
35/82NW	43/50 SW	44/56 SW	84/70 SW	173/80 N	51/68 SW	88/81 W	22/63 NE	57/75 SW	26/54 NE	2/78 N	—				
58/85 SE	57/34 SW	59/3 SW	84/70 NE	63/53 NE	53/66 SW	63/45 NE	58/—	151/85SE	60/8 NE	58/15 SW	52/70 SW	—			
64/75NW	68/12 SW	62/11 NE	84/54 SW	88/58 W	70/22 SW	67/10 SW	68/32 SW	66/6 SW	67/10 SW	40/60 NE	16/70 NE	6 1/15 N	—		
77/81 SE	79/14 NE	95/72 E	84/50 NE	76/10 SW	83/50 NE	70/52 SW	72/41 SW	57/72 SW	75/27 SW	68/58 SW	56/73 SW	48/76 SW	74/35 SW	—	
71/76 SE	71/—	12/74 SW	84/43 NE	74/5 NE	74/10 NE	68/22 SW	66/28 SW	64/35 SW	69/15 SW	62/38 SW	47/60 SW	55/53 SW	69/19 SW	83/40 NE	—

„48/46 SW“ bedeutet: Streichen = 48° über E; Einfallen = 46° nach SW.

streuen. Letzterer gibt also nur die mittlere Faltenachsenlage in dem Aufschlußbereich an, dem die dem Diagramm zugrunde liegenden Schichtmessungen entnommen sind.

Die Pole der Kombinationsachsen sind fast immer in einer langgestreckten Zone gestreut, die, einem Großkreis folgend, über das ganze Diagramm hinwegzieht. Dieser Großkreis stellt die Schnittlinie dar, die die mittlere Schichtlage des aufgeschlossenen Faltenchenkels mit der unteren Halbkugel des Diagramms bildet (Abb. 2).

Ob sich die Achsenpole um ein gut ausgebildetes Maximum drängen oder im Diagramm weit zerstreut liegen, hängt von der Beschaffenheit der Faltenelemente im Aufschluß ab.

Maximumfördernd wirken eine starke Krümmung des Faltenchenkels bzw. eine seiner Krümmungsachse parallel orientierte Wellung oder Spezialfaltung, ein geradliniger Faltenachsenverlauf und eine vollkommen planparallele Anordnung der Schichtung; streuungsfördernd hingegen eine schwache Krümmung des Faltenchenkels bzw. eine nur schlecht in der Krümmungsachse ausgerichtete Wellung oder Spezialfaltung, eine stark wechselnde Faltenachsenlage und eine unvollkommen planparallel ausgebildete Schichtung.

Überwiegen in einem Aufschluß die streuungsfördernden Elemente, so bilden sich in dem zugehörigen Diagramm mehrere Maxima heraus, und die Methode erreicht die Grenze ihrer Anwendbarkeit.

Für die Erzielung eines deutlichen Maximums ist nicht so sehr die Anzahl der verwerteten Schichtmessungen ausschlaggebend, als vielmehr das Überwiegen der maximumfördernden Elemente im Aufschluß. Es wurden Aufschlüsse untersucht, in denen selbst die Auswertung von 20 Schichtmessungen kein tektonisch deutbares Maximum ergab (z. B. Quarzitbruch 1,5 km NNW Jagdschloß Platte); in anderen Fällen ergaben schon 7—8 Schichtmessungen ein klares Häufigkeitsbild (z. B. Quarzitbruch am Südhang des Eichelberges). Es lohnt sich daher auch in Aufschlüssen mit wenigen meßbaren Schichtflächen der Versuch, die Faltenachse mit Hilfe der Kombinationsmethode zu bestimmen. Dagegen ist es unzweckmäßig, mehr als 15 Schichtmessungen in einem Diagramm zu verwenden. Die sich aus 15 Messungen ergebenden 105 Kombinationsachsen reichen aus, um die dem Aufschluß innewohnende Faltenachsentendenz im Diagramm statistisch zu verdeutlichen. Ist eine solche Tendenz nicht oder nur in einem geringen Maße vorhanden, so läßt sich auch mit einer Vielzahl von Schichtmessungen kein Faltenachsenmaximum erzwingen. Die faltenachsenfremden Maxima erfahren dadurch meist sogar eine bevorzugte Ausprägung.

Die methodischen Grenzen ergeben sich aus dem Diagramm selbst. Wo deutliche Maxima fehlen, wird man schon von selbst das Diagramm mit aller Skepsis behandeln oder es in aussichtslosen Fällen sogar verwerfen.

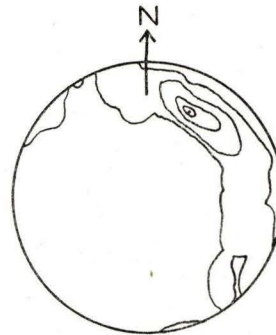
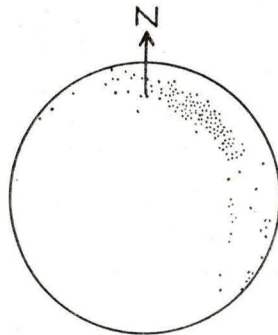
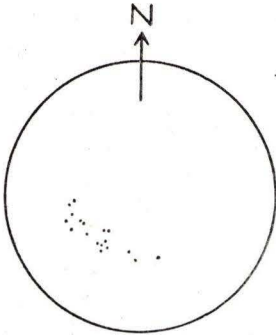
Die Anwendbarkeit der Kombinationsmethode ist an mehreren Beispielen auf Abb. 2 zusammenfassend dargestellt.

Pole der Schichtung

Pole der Kombinationsachsen

Häufigkeitsmaxima nach Auszählung mit Zählkreis

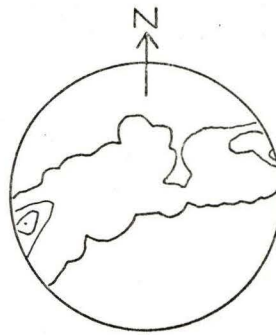
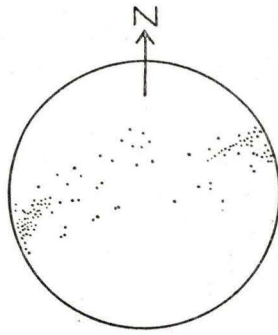
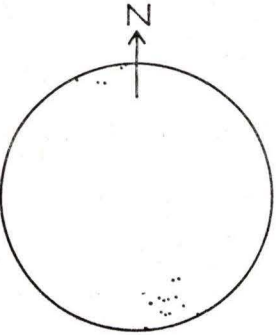
Taunus-quarzit



Faltenachse
Streichen:
26° E
Fallen:
32° NE

1. Beispiel: Faltenachse bereits aus Lage der Schichtungspole bestimmbar. Schichtungs-pole liegen deutlich auf Großkreis zur Faltenachse. Quarzitbruch unterhalb Bahnlinie östl. Schläferskopf.

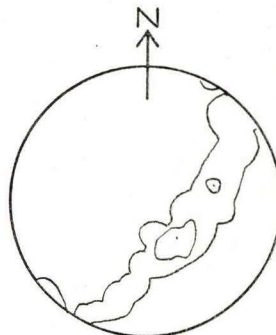
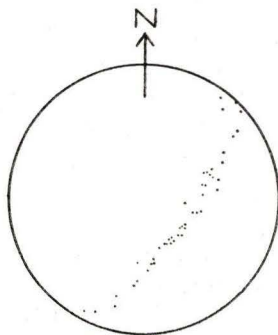
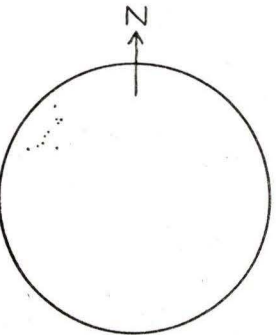
Unt.-Koblenz Porphyroid-Grauwacke



Faltenachse
Streichen:
75° E
Fallen:
13° SW

2. Beispiel: Faltenachse aus Lage der Schichtungspole nicht bestimmbar. Schichtungs-pole liegen gestreut an der Peripherie des Diagramms. Faltenachsenbestimmung durch Kombinationsmethode noch möglich. Steinbruch an Straße Eschenhahn-Idstein.

Unt.-Koblenz Grauwacke



Faltenachse
?

3. Beispiel: Starke Streuung der Schichtungspole. Faltenachsenbestimmung durch Kombinationsmethode nicht mehr möglich. Steinbruch 1,5 km nordöstl. Bermbach bei Idstein.

Abb. 2. Anwendbarkeit der Kombinationsmethode zur Bestimmung von Faltenachsen.

Die Kombinationsmethode stellt nicht nur ein Behelfsmittel zur Faltenachsenbestimmung in schlecht aufgeschlossenen Gebieten dar, sondern kann grundsätzlich in jedem enggefalteten Gebirgstheil angewendet werden, vor allem dort, wo als Grundlage von tektonischen Spezialuntersuchungen ein dichtes Netz von genauen Faltenachsenmessungen geschaffen werden muß¹.

Im Arbeitsgebiet wurde mit dieser Methode die Lage der Faltenachse in 190 Aufschlüssen bestimmt, und die Ergebnisse auf einer tektonischen Übersichtskarte (Taf. 2) dargestellt.

Erheblich größere methodische Schwierigkeiten ergaben sich für die Achsenmessung in den Schiefergebieten des Gedinne, des Hunsrückschiefers und des Unterkoblenz. Dort ist die Schichtung, die doch mit dem Faltenachsenbegriff untrennbar verbunden ist, durch intensive Schieferung oft unterdrückt oder ganz verwischt, so daß Schichtmessungen sehr ungenau oder ganz unmöglich sind und somit für die Bestimmung der Faltenachsen fast völlig ausfallen. Dagegen sind die Schieferungsflächen oft von feinen, im Gebirgstreichen verlaufenden Runzeln überzogen, die mit Winkeln bis zu 20° nach SW oder NE einfallen und die Spur der Faltenachse auf den Schieferungsflächen nachzuzeichnen scheinen. F. MICHELS (1926, 1931, 1932) setzte diese Erscheinung mit der Lage der Faltenachse in Beziehung, so daß der Versuch lohnend erschien, diese linearen Elemente in Gebieten mit schlecht ausgebildeter Schichtung zur Bestimmung der Faltenachse heranzuziehen. Inwieweit die Runzeln einen vollwertigen Ersatz der Faltenachse bilden, wird die weitere Untersuchung erweisen.

H. SCHOLTZ (1930) und S. KIENOW (1934) wiesen nach, daß die Runzelung durch feine flexurartige Schleppung der Schieferung an enggestellten Schubklüftungsflächen zustande kommt, also die Schnittkante von Schieferung und Schubklüftung ist. Da die Schubklüftung die Rolle einer zweiten Schieferung im vorgerückten Stadium der Faltung übernimmt, haben die Runzeln die Eigenschaft eines achsialen Elements, das die räumliche Ausrichtung der mit dem Schubklüftungsvorgang verbundenen Durchbewegung kennzeichnet. Die Lage der Runzeln ist also nur dann mit der der Faltenachse identisch, wenn sich die Durchbewegungsachsen der Schubklüftung kontinuierlich aus den bereits vorhandenen Faltenachsenlagen entwickeln, der Schubklüftungsvorgang sich also nicht eigengesetzlich verhält. Ob oder inwieweit dies zutrifft, entscheidet erst die Untersuchung. Deshalb wird im folgenden die Faltenachse von den Achsenelementen der Schubklüftung, hier Runzelachsen genannt, begrifflich streng geschieden.

Die Runzeln liegen auf den Schieferungsflächen nicht streng parallel, sondern können ihre Richtung schon auf wenige Handbreit um mehrere Grad ändern. Es wurde daher angestrebt, durch eine Vielzahl von Runzelmessungen auf statistischem Wege eine für den Aufschluß gültige mittlere Runzelachsen-

¹ J. H. HELLMERS (1950) bestimmte bei seinen Untersuchungen über die Deformation von Crinoidenstielgliedern durch Faltungsvorgänge versuchsweise die Lage der Faltenachsen mit der Kombinationsmethode. Er konnte deren Brauchbarkeit auch für diese Art der tektonischen Untersuchung bestätigen.

lage zu erlangen. Bei der oft sehr großen Anzahl von Runzeln in einem Aufschluß können natürlich nicht alle Runzeln gemessen werden. Es genügt, Stränge von mehr oder weniger parallellaufenden Runzeln zu einem Wert zusammenzufassen. Etwa 50 solcher Werte, die zweckmäßigerweise in gleichmäßiger Verteilung über den ganzen Aufschluß gemessen werden, reichen für die Bestimmung der mittleren Runzelachse im Aufschluß aus.

Um die Aufnahme der Runzeln im Gelände zu vereinfachen, wurde zunächst nur das Einfallen der Runzeln gemessen. Dies konnte in fast allen Fällen durch Anlegen der Klinometerkante an das Runzelbündel oder durch Anvisieren (Blickrichtung horizontal, senkrecht zum Streichen) ohne Schwierigkeit durchgeführt werden. Die Einfallswerte der Runzeln wurden sodann in ein Variationsdiagramm eingetragen.

Die Abszisse trägt die Einfallswerte der Runzeln von 90° nach SW über 0° (= horizontal) bis 90° nach NE. Auf der Ordinate werden als vertikale Säulen in der Längeneinheit die Anzahl der Messungen eingetragen, die auf jeden Winkelwert der Abszisse entfallen. Da die Verbindungslinie der Säulenspitzen meist einen gezackten Verlauf hat und ein Maximum nicht erkennen läßt, wurde über den Säulen eine Variationskurve konstruiert:

Es wird im säulenbelegten Teil der Abszisse ein Abschnitt von 5 Gradeinheiten betrachtet und die Summe der darin befindlichen Säulenlängen ermittelt. Dabei ist zu beachten, daß in diesem Abschnitt 6 Säulen stehen können, von denen die beiden randständigen nur mit je einer Hälfte zum betrachteten Abschnitt gehören. Die zu ermittelnde Summe setzt sich also aus den vollen Längen der 4 Innensäulen und den halbierten Längen der beiden randständigen Säulen zusammen und wird als Punkt auf der Ordinate vom Mittelpunkt des Abszissenabschnittes aus abgetragen. Dann verschiebt man den Zählabschnitt auf der Abszisse um 1° und verfährt in gleicher Weise. Die so erhaltenen Variationspunkte werden zur Variationskurve verbunden (Abb. 3).

Zu derselben Form des Häufigkeitsdiagramms kommt, allerdings auf anderem methodischem Wege, R. HOEPPENER (1949). Da seine Diagramme aber der statistischen Mittelung von Kluftrichtungen dienen, die sich auf den ganzen Winkelbereich des Diagramms verteilen, ist zum Unterschied vom 5° -Zählabschnitt dieser Arbeit dort ein solcher von 10° zweckmäßig.

Der mittlere Einfallswert der Runzelachse ergibt sich aus einem mehr oder weniger ausgeprägten Maximum der Häufigkeitskurve (Abb. 4, I). Oft läßt das Diagramm aber auch mehrere gleichwertige Maxima erkennen (Abb. 4, II). Das ließ zunächst eine sprunghafte Änderung des Einfallens der Runzelachse an querstreichenden Brüchen und Klüften vermuten, da doch eine kontinuierliche Änderung des Einfallswinkels ein einziges breit ausgezogenes Maximum ergeben würde. Es wurde daher versucht, die Diagramme mit mehreren Maxima als Hilfsmittel zur Auffindung latenter Querstörungen heranzuziehen; dies jedoch ohne

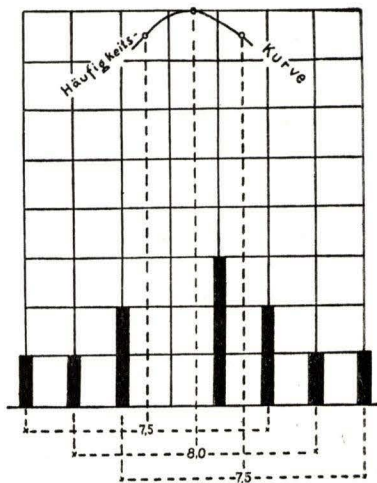
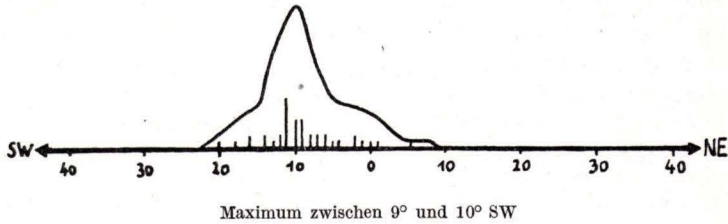


Abb. 3. Auszählung und Konstruktion der Häufigkeitskurve von Runzelachsen-Diagrammen

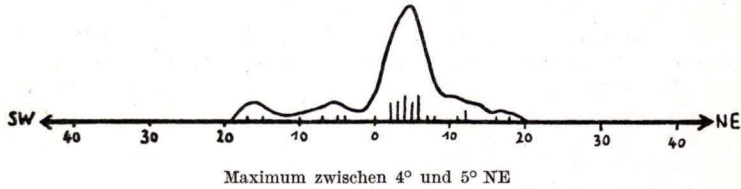
Erfolg, da sich die einzelnen Maxima nicht auf räumlich scharf umgrenzte Aufschlußteile beziehen ließen. Vielmehr hat jedes von querstreichenden Klüften begrenztes Gesteinssegment seine eigene mittlere Runzelachsenlage, und erst die Gesamtmittelung dieses mannigfaltigen Achsenmosaiks führt zur Verdeutlichung gewisser Achsenlagen, die diese Gesteinssegmente bevorzugt einnehmen. Diese Achsenlagen erscheinen dann als Maxima des Variationsdiagramms.

I. Diagramme mit 1 Maximum:

a) Schieferaufschluß an Straßenkehre Niederauroff-Görsroth



b) Schieferaufschluß 450 m SSE Gassenbacher Hof/Idstein



II. Diagramme mit 2 Maxima:

Schieferbruch nördl. Schieferberg; 1,8 km ENE Ehlhalten

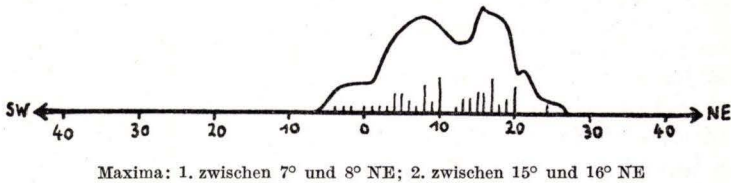


Abb. 4. Typendiagnose des Einfallens der Runzelachsen

Für die vorliegende tektonische Kartierung genügte eine Mittelung der Runzelachsen im Gesamtaufschluß. Deshalb wurde auch bei Diagrammen mit mehreren gleichwertigen Maxima ein einziger Mittelwert angestrebt und als solcher der rechnerische Durchschnittswert der Runzelachsenmessungen angenommen.

Das mittlere Streichen der Runzelachse wurde mit Hilfe der stereographischen Projektion aus dem Mittelwert der im Aufschluß gemessenen Lage der Schieferungsflächen und dem mittleren Einfallswert der Runzelachse bestimmt. Die dem Streichen und Einfallen nach so bekannte Runzelachse wurde in die tektonische Übersichtskarte (Taf. 2) eingetragen.

Die Schubklüftung erfaßte auch die Schichtserien des Hermeskeilsandsteins und des Taunusquarzits (S. 36). Ihre achsiale Spur auf den Schichtflächen erscheint dort mehr oder weniger deutlich als eine feine lineare Skulpturierung. Sie wurde als Äquivalent der Runzelachse gemessen und ausgewertet.

b) Untersuchungsergebnisse und Auswertung

Die Anordnung der Faltenachsen auf der tektonischen Übersichtskarte (Taf. 2) läßt schon in groben Zügen ein in der Idsteiner Senke kulminierendes Achsialgewölbe erkennen. Im Westtaunus herrscht südwestliches Achsialgefälle vor, im Osttaunus nordöstliches. In der Idsteiner Senke durchdringen sich gleichwertig südwest- und nordostfallende Achsenlagen. Örtlich erscheinen jedoch sowohl im West- als auch im Osttaunus Achsenlagen, die sich in ihrem Einfallen dem allgemeinen Wölbungsbild gegenüber gegensinnig verhalten. Diese Erscheinung erklärt sich aus der Erfahrung, daß sich bei der Aufaltung eines jeden Gebirges die Faltenachsen in ihrem Einfallen differenzieren, so daß ein Faltenstrang bei fortschreitender Durchbewegung als ein Gebilde aus zopfartig sich verschränkenden, auf- und absteigenden Faltenachsen erscheint. Diesem „achsialen Auf und Ab“, einer im ganzen Rheinischen Schiefergebirge verbreiteten Erscheinung, ist der regional begrenzte Aufwölbungsvorgang des Taunus mit seiner Kulmination in der Idsteiner Senke überlagert.

An den steileren Teilen der Achsenrampen (H. CLOOS) ändert sich die Einfallrichtung der Faltenachsen nicht, wohl aber äußern sich die Achsenchwankungen im Wechsel der Einfallswerte. Liegt die Achsenrampe flacher, so wird der Schwellenwert der Horizontalen schon von einigen Achsenlagen überschritten; diese fallen dann entgegengesetzt zum Rampengefälle ein. Im Scheitel des Achsialgewölbes sind sodann beide Einfallrichtungen gleichwertig nebeneinander vertreten.

Diese Erscheinung ist auch in der Nordsüdzone der Eifel (E. SCHENK, 1938) deutlich ausgeprägt: bei Annäherung an das achsiale Depressionsgebiet (= Verflachung der Achsenrampe) schalten sich in steigendem Maße gegensinnig einfallende Achsenelemente ein, die sich mit der gleichsinnig einfallenden fingerförmig verschränken; im Kern der Depression stehen sich südwest- und nordostfallende Achsenlagen gleichwertig gegenüber.

Die Intensität der Achsenchwankungen ist, analog der Faltungsintensität im Querprofil, von der Art und dem Grad der Deformierbarkeit des Gesteins abhängig, d. h. von den elastisch-plastischen Materialeigenschaften und der Mächtigkeit des im Bezug auf seine Umgebung als homogen aufzufassenden Gesteinskörpers. Ihre Bestimmung, ausgedrückt in Längeneinheiten (Metern), wie sie für die Faltungsintensität (und auch den Faltungstiefgang) üblich ist, kann jedoch nur in sehr gut aufgeschlossenen Gebieten vorgenommen werden, die eine ins einzelne gehende stratigraphisch-tektonische Kartierung zur räumlichen Bestimmung des Faltenachsenverlaufes gestatten. Bei den schlechten Aufschlußverhältnissen im südlichen Taunusgebiet kann die Intensität der Achsenchwankungen nur am maximalen Schwankungsbereich der Einfallswinkel der Faltenachsen abgeschätzt und mit entsprechenden Werten in anderen Gesteinen verglichen werden.

So beträgt die Schwankung der Faltenachsen in den mächtigen Schichtpaketen des Hermeskeilsandsteins und des Taunusquarzits etwa 10° , erreicht aber in den geringmächtigeren Quarzit- und Grauwackeneinlagerungen des Gedinne, des Hunsrückschiefers und des Unterkoblenz Werte von $15\text{--}30^\circ$.

Die Regel der Stauchfaltengröße gilt somit im übertragenen Sinne auch für die Achsentektonik, wobei jedoch der achsialen Deformierbarkeit wegen der versteifenden Wirkung des Faltungsvorgangs in Längsrichtung bedeutend engere Grenzen gesetzt sind als der Faltpbarkeit im Querprofil.

Schaltet man die Achsenschwankungen aus, so gelangt man zu folgendem Wölbungsbild: Im Vordertaunus fallen die Faltenachsen im Gebiet des Rabengrundes und der Würzburg mit etwa 25° nach SW ein; im oberen Rambachtal verflacht sich dieses Gefälle auf etwa 20° SW und beträgt am Westrand der Idsteiner Senke südöstlich Niedernhausen etwa 15° SW. Für die im Bereich der Idsteiner Senke und östlich davon liegenden Teile des Vordertaunus liegen keine Messungen vor.

Im Taunuskammgebiet herrscht im Bereich Rentmauer—Alter Stein ein Achsialgefälle von etwa 10° SW, das sich am Jagdschloß Platte auf etwa 17° versteilt. Im Abschnitt Rassel—Hoher Wald fallen die Faltenachsen jedoch wieder mit 15° SW ein und verflachen sich im weiteren Fortschreiten nach NO (Westrand Idsteiner Senke etwa 10° SW; Gebiet SE Oberseelbach etwa 8° SW). Im Gebiet von Ehlhalten ist der Kulminationsscheitel bereits überschritten; das Achsialgefälle beträgt dort etwa 7° NE; weiter östlich im Abschnitt Romberg-Glaskopf versteilt es sich auf etwa 20° NE.

Eine Sonderstellung in diesem Achsialgewölbe nehmen die Faltenachsen im Gebiet der Eisernen Hand (Schlääferskopf, Bleidenstadter Kopf) ein. Entgegen einem Achsialgefälle von etwa 10° SW an der Rentmauer fallen sie dort unvermittelt mit $20\text{--}30^\circ$ nach NE ein. Dieses vom allgemeinen Wölbungsbild abweichende Einfallen der Faltenachsen kann ungezwungen aus Schollenverstellungen in einer quer zum Gebirgsstreichen ausgerichteten Einbruchzone erklärt werden. Die relative morphologische Tieflage des Bleidenstadter Kopfes und Schlääferskopfes verweist auf Senkungsvorgänge, die noch in junger Zeit wirksam gewesen sein müssen. Die Vermutung liegt also nahe, daß dieses Gebiet schon während der varistischen Gebirgsbildung eine Zone intensiver Vertikaltektonik war. Die tektonische Eigenentwicklung dieses Schollengebildes ist schon an den kräftigen Horizontalversetzungen deutlich erkennbar.

Ein Vergleich der beiden Wölbungsprofile ergibt für den Vordertaunus eine stärkere Gewölbekrümmung als für den Taunuskamm. Dieser Befund deckt sich mit der aus dem Kartierungsbild gewonnenen Vorstellung einer uhrglasförmigen Gewölbekuppel, deren Wölbungszentrum in südöstlicher Verlängerung der Idsteiner Senke liegen muß.

Gewisse Abweichungen von dieser Anordnung weist das achsiale Längsprofil im Hintertaunus auf: Im Raum von Wehen fallen die Faltenachsen mit durchschnittlich 16° nach SW. Das Achsialgefälle verflacht sich an der Linie Neuhof—Hambach—Niederlibbach auf etwa 14° SW und erreicht am West-

rand der Idsteiner Senke wieder Werte um 16° SW. Die Idsteiner Senke nimmt aber nun nicht den Kulminationsscheitel auf, der nach den achsialen Längsprofilen im Vordertaunus und am Taunuskamm hier eigentlich zu erwarten gewesen wäre, sondern zeigt ein durchschnittliches Achsialgefälle von 5° nach SW. Erst im Osttaunus zwischen Idsteiner Senke und Oberemser Scheidelinie fallen die Faltenachsen schwach (mit durchschnittlich $1-2^\circ$) nach NE ein. Im Bereich der Oberemser Scheidelinie versteilen sich die Faltenachsenlagen auf 15° NE.

Diese merkwürdige Erscheinung findet erst dann ihre Erklärung, wenn man die regionale Anordnung der Runzelachsen im Arbeitsgebiet untersucht.

Auf der tektonischen Übersichtskarte (Taf. 2) ist die Lage der Runzelachsen in etwa 400 Aufschlüssen dargestellt. Wie zu ersehen, sind sie ähnlich wie die Faltenachsen örtlichen Schwankungen im Einfallen unterworfen. Diese erweisen sich jedoch in ihrem Ausmaß nicht mehr als eine Funktion des Materials, wie es für die Faltenachsen nachgewiesen wurde, sondern sind offenbar nur vom Grad der Durchbewegung abhängig, die der Gebirgskörper erfahren hat. Die maximale Runzelachsenschwankung liegt im Arbeitsgebiet allgemein bei 10° . Nur im Süden, im Dreieck Naurod—Ruppertshain—Butznickel, wo die Durchbewegung am stärksten war, erreicht die Schwankung stellenweise Werte von $15-20^\circ$. Gesteinstypen wie z. B. Taunusquarzit und Grauwackenbänke des Unterkoblenz, die bei den Faltenachsen noch für das Ausmaß der Schwankungen kennzeichnend sind, haben bei den Runzelachsen keinen Einfluß auf den Schwankungsbereich mehr. Offenbar hat das Gebirge bei Einsetzen der Schubklüftung und damit auch der Runzelbildung einen derartigen Deformationsgrad erreicht, daß sich die primären Unterschiede der Gesteine in ihrem achsentektonischen Verhalten verwischen und die Schubklüftung, ohne sich um die Verschiedenartigkeit der Gesteine zu kümmern, einem völlig neuen Bewegungsplan folgt und so das ihr gestellte Raumproblem zu lösen versucht. Es verbleibt somit nur noch der Grad der Durchbewegung als Faktor, der die Intensität der Runzelachsenschwankung merklich beeinflussen könnte.

Es gilt nun, diese örtlichen Runzelachsenschwankungen auszuschalten, um wie bei den Faltenachsen zu einem klaren Bilde des allgemeinen Runzelachsengefälles zu gelangen. Bei der erheblich größeren Anzahl von Aufschlüssen mit gemessenen Runzelachsenlagen reicht eine Bestimmung des mittleren Achsialgefälles durch Abschätzen, wie es bei den Faltenachsen vorgenommen wurde, nicht mehr aus. Die Runzelachsenlagen wurden daher in folgender Weise statistisch gemittelt:

Man versieht ein Arbeitsexemplar der tektonischen Übersichtskarte (Taf. 2) im Maßstab 1:25000 mit einem Gitternetz von 2 cm Maschenweite. Sodann legt man einen Zählkreis von 6 cm Durchmesser mit seinem Mittelpunkt auf den Kreuzungspunkt zweier Gitterlinien und bestimmt den rechnerischen Durchschnitt (arithmetisches Mittel) der Einfallswerte der im Zählkreis erscheinenden Runzelachsenzeichen. Dabei werden die entgegengesetzten Einfallsrichtungen (SW und NE) wahlweise mit den Vorzeichen + und — bezeichnet. Man trägt den Durchschnittswert (positiv oder negativ) im Kreuzungspunkt der beiden Gitterlinien ein, verschiebt den Zählkreismittelpunkt auf den nächsten Kreuzungspunkt und verfährt in gleicher Weise (Abb. 5).

Es dürfen jedoch nur solche Kreuzungspunkte gemittelt werden, auf denen der Zählkreis 4 Runzelachsenzeichen oder mehr enthält; denn Durchschnittswerte, die aus weniger als 4 Runzelachsenlagen gewonnen werden, tragen noch zu sehr die Zufallsmerkmale der Einzelmessung in sich und sind für die Mittelung nicht verwendbar. Dementsprechend beschränkt sich die Mittelung auf die Gebiete, in denen durch die Gunst der Aufschlüsse ein dichteres Netz von Runzelachsenmessungen vorliegt.

Die gewonnenen Durchschnittswerte werden in Runzelachsenzeichen auf einer Karte der mittleren Runzelachsenlagen (Abb. 6) dargestellt. Diese Karte läßt erkennen, daß auch die Runzelachsen in einem Gewölbe angeordnet sind.

Im Vordertaunus beträgt das Gefälle im Rabengrund etwa 24° SW und verflacht sich bald in nordöstlichem Fortstreichen auf Werte um 15° SW.

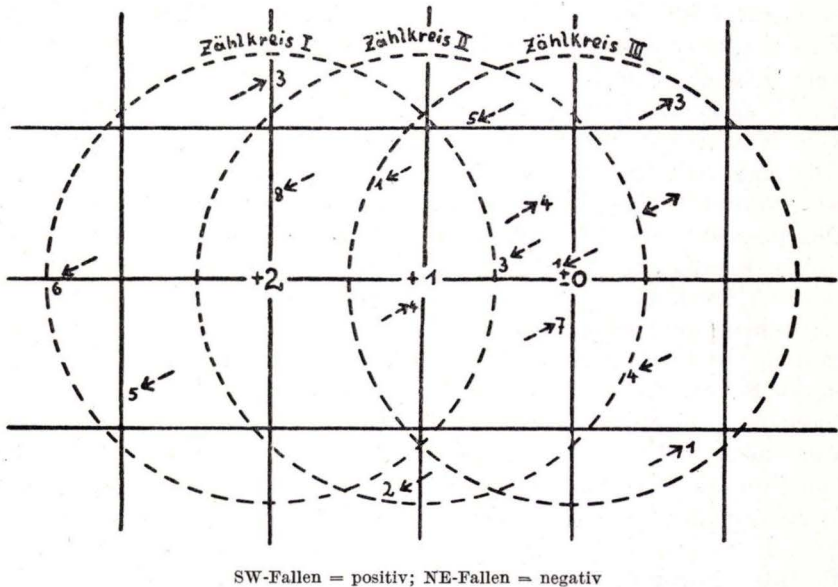


Abb. 5. Ermittlung des allgemeinen Achsialgefälles aus örtlich schwankenden Runzelachsenlagen (Erläuterung im Text)

Weiter nordöstlich im Goldstein- und Rambachtal fallen die Runzelachsen mit 8° und 9° nach SW ein. Am Ostabhang des Kellerskopfes zeigen sie ein abnormes Gefälle von 5° nach NE, fügen sich aber am Westrand der Idsteiner Senke südlich Niedernhausen mit einem Einfallen von etwa 6° SW wieder dem allgemeinen Wölbungsbild ein. Der Kulminationsscheitel liegt im zentralen Hochgebiet der Idsteiner Senke und wird durch den Josbach gebildet: westlich davon fallen die Runzelachsen mit etwa 3° nach SW, östlich davon mit etwa 8° nach NE ein. Im Dattenbachtal 1,2 km südsüdöstlich Ehlhalten und nordöstlich Eppenhain herrscht ein Achsialgefälle von 7° und 8° nach NE. Runzelachsenmessungen aus den weiter nordöstlich anschließenden Teilen des Vordertaunus liegen nicht vor.

Das abweichende Verhalten der Runzelachsen im Bereich des Kellerskopfes deckt sich räumlich mit seiner Sonderstellung in der Morphologie und deutet auf eine Eigenentwicklung der Schollenbewegungen in diesem Gebiete hin, die in den weiter unten gebrachten Ergebnissen noch deutlicher hervortreten wird.

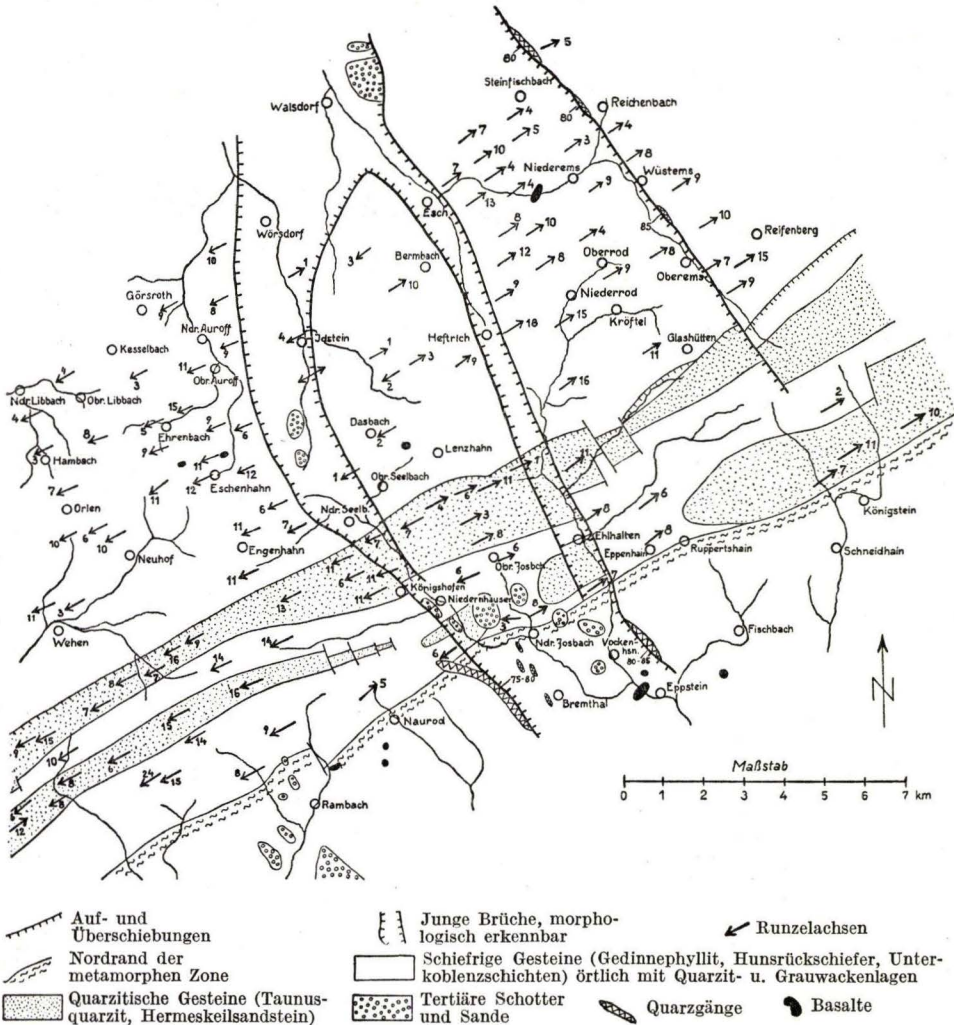


Abb. 6. Lage der Runzelachsen im Bereich der Idsteiner Senke

Im Taunuskammgebiet fallen die Runzelachsen im Bereich Alter Stein—Rentmauer mit Werten um 12° SW ein. Am Eichelberg verflachen sie auf 7° SW, versteilen sich am Jagdschloß Platte auf 10° SW und erreichen im Gebiet Rassel—Hoher Wald wieder ein Gefälle von 12° SW. Bei weiterer

Annäherung an die Achsenkulmination in der Idsteiner Senke strebt das Runzelachsengefälle der Horizontalen zu (Westrand der Idsteiner Senke 9° SW; Kammgebiet SE Oberseelbach 7° SW). Im Raum Lenzhahn—Oberjosbach fallen die Runzelachsen bereits mit 6° nach NE ein und versteilen sich bei Ehlhalten—Schloßborn auf 8° NE. Im Kammgebiet nördlich Königstein—Falkenstein wurde ein mittleres Einfallen der Runzelachsen von 8° nach NE beobachtet.

Das Gebiet der Eisernen Hand, in dem die Faltenachsen widersinnig zum Achsialgewölbe nach NE einfallen, ist auch durch ein deutliches Gefälle der Runzelachsen nach NE gekennzeichnet. Die Zone der nordostfallenden Runzelachsenlagen erstreckt sich jedoch nicht mehr auf das ganze Gebiet des Schläferskopfes und Bleidenstadter Kopfes, sondern beschränkt sich auf den Schläferskopf. Der Bleidenstadter Kopf liegt bereits östlich dieser Zone und zeigt ein Runzelachsengefälle von etwa 9° SW. Die Zone der nordostfallenden Runzelachsen dehnt sich bis auf das Gelände am Ostrande von Bl. Bad Schwalbach aus.

Im Hintertaunus fallen die Runzelachsen im Gebiet von Wehen mit etwa 7° nach SW ein. In Abschnitt Neuhof—Orlen—Hambach—Nieder- und Oberlibbach verflacht sich der durchschnittliche Einfallswert auf 6° SW. In der nordöstlich anschließenden Zone Engenhahn—Eschenhahn—Ehrenbach—Görsroth versteilen sich die Runzelachsen auf durchschnittlich 11° SW, verflachen sich am Westrand der Idsteiner Senke aber wieder auf etwa 8° SW. Das Achsialgefälle nimmt im Westteil der Idsteiner Senke weiterhin ab und beträgt im Raum Nieder-, Oberseelbach—Dasbach—Idstein—Wörsdorf durchschnittlich 2° SW. Der Kulminationsscheitel verläuft genau über die Mitte des zentralen Hochgebietes. Östlich davon neigen sich die Runzelachsen der Idsteiner Senke mit etwa 7° nach NE und versteilen sich in den östlich daran anschließenden Randgebieten des Osttaunus (zwischen Esch und Niederems; Gebiet um Niederrod) auf durchschnittlich 10° NE. Im Abschnitt Kröftel—Oberems—Reichenbach—Niederems herrscht ein flacheres Runzelachsengefälle (etwa 7° NE). Östlich der Oberemser Scheidelinie setzt Versteilung auf etwa 9° NE ein.

Die Anordnung der Runzelachsen weicht hier demnach erheblich von der der Faltenachsen ab: während der Gewölbescheitel der Faltenachsen nur im Vordertaunus und Kammgebiet innerhalb der Idsteiner Senke verläuft, sich im Hintertaunus jedoch nach Osten verlagert, hält die Kulminationslinie der Runzelachsen streng die Mitte der Idsteiner Senke ein. Dementsprechend ergeben sich auch bei den Einzelaufschlüssen, in denen sowohl die Faltenachse als auch die Runzelachse gemessen werden konnte, gewisse Abweichungen dieser beiden Achsentyphen im Einfallen voneinander (Taf. 2). Daraus geht hervor, daß sich die Runzelachsen, die ja als ein Bestandteil der Schubklüftung in einem vorgerückten Stadium der Gebirgsbildung entstanden, sich nicht im gleichen Einfallswinkel wie die bereits ausgebildeten Faltenachsen anordneten, sondern in Lagen, die von denen der Faltenachsen weitgehend unabhängig sind. Dies entspricht genau der Erscheinungsweise der Schubklüftung, wie sie

H. SCHOLTZ (1930) und S. KIENOW (1934) im Querprofil beobachteten: auch dort kümmert sich die Schubklüftung nicht um das bereits vorhandene Flächenelement der Schieferung, sondern geht auf Flächen vor sich, auf denen sich der angestrebte Massenausgleich in günstigster Weise vollziehen kann.

Nach den Erfahrungen bei Tonexperimenten (H. CLOOS 1931) bildet sich bei beginnender Gebirgsbildung zunächst ein schwachwelliges Auf und Ab der Faltenachsen heraus, das sich bei weiterer Durchbewegung stärker intensiviert. Das bedeutet für den Einzelaufschluß, daß dort die ursprünglich nahezu horizontal liegende Faltenachse sich während der Gebirgsbildung zu versteilen sucht. Dies gilt aber nur für die achsentektonischen Vorgänge vor Einsetzen der Schubklüftung, bei der die Runzelachse als neues Achsenelement auftritt und den weiteren Ablauf der Achsenbewegungen bestimmt. Wie die örtlichen Schwankungen der Runzelachse zeigen (S. 27), differenzierte sich auch die Runzelachse nach ihrer Entstehung zu einem achsialen Auf und Ab, folgte dabei jedoch anderen Gesetzen als die Faltenachse. Letztere nimmt an den weiteren Achsenverbiegungen, die bei der Differenzierung der Runzelachse erfolgen, nur noch passiv teil.

Das im Aufschluß gemessene Gefälle der Faltenachsen kennzeichnet demnach die Endlage, die sie im Laufe ihrer Verstellungen (ausgehend von ihrer Horizontallage bei Beginn der Gebirgsbildung) bis heute erreicht haben. Das gemessene Achsialgefälle der Runzeln ist dagegen nur Indikator der Achsenverstellungen vom Zeitpunkt einsetzender Schubklüftung bis heute. Dabei ist aber Voraussetzung, daß die Runzelachsen ebenso wie die Faltenachsen eine horizontale Ausgangslage gehabt haben. Dies kann zwar vermutet werden, läßt sich aber durch die Untersuchungsergebnisse in keinem Fall beweisen. Aus ihnen geht lediglich ein diskordantes Übergreifen der Runzelachsen auf ein bereits ausgebildetes Achsialrelief hervor. Wahrscheinlich beeinflussen die bereits vorhandenen Faltenachsenstrukturen die Anlage der Runzelachsen geringfügig, so daß letztere schon bei ihrer Bildung mit wenigen Graden zur Einfallrichtung der Faltenachsen hingeneigt waren.

Wenn man von dieser — gewiß nicht bedeutenden — Fehlerquelle absieht, so muß es möglich sein, durch Zurückdrehen der Runzelachsen auf die Horizontale zu einem Bild der Anordnung der Faltenachsen bei Einsetzen der Schubklüftung zu gelangen.

Auf Abb. 7 sind diese Faltenachsenlagen in ihrer regionalen Anordnung im Arbeitsgebiet dargestellt. Die stark wechselnden Werte und Richtungen des Achseneinfallens deuten darauf hin, daß die Schubklüftung schon ein ausgeprägtes Achsialrelief vorfand. Bei Ausschaltung der Achsenschwankungen ist auch hier (d. h. zur Zeit beginnender Schubklüftung) schon ein Achsialgewölbe erkennbar. Der Kulminationsscheitel fällt aber nicht wie der der Runzelachsen mit der Lage der Idsteiner Senke zusammen, sondern verläuft in fast nordsüdlicher Richtung von Ehlhalten über Niederrod nach Niederems. Erst zur Zeit der Schubklüftung schwenkte die Zone stärkster Herauswölbung in die Idsteiner Senke ein und überprägte das ursprüngliche Wölbungsbild. Dies erklärt auch den spießwinkligen Verlauf des Wölbungsscheitels der Falten-

achsen (S. 27) zur Idsteiner Senke, denn die heutige Anordnung der Faltenachsen ist das Ergebnis der primären Wölbung auf der Linie Ehlhalten—Niedererems und der sekundären Überprägungswölbung der Runzelachsen in der Idsteiner Senke; der Gewölbescheitel muß also zwischen diesen beiden Extremlagen eine Mittelstellung einnehmen.

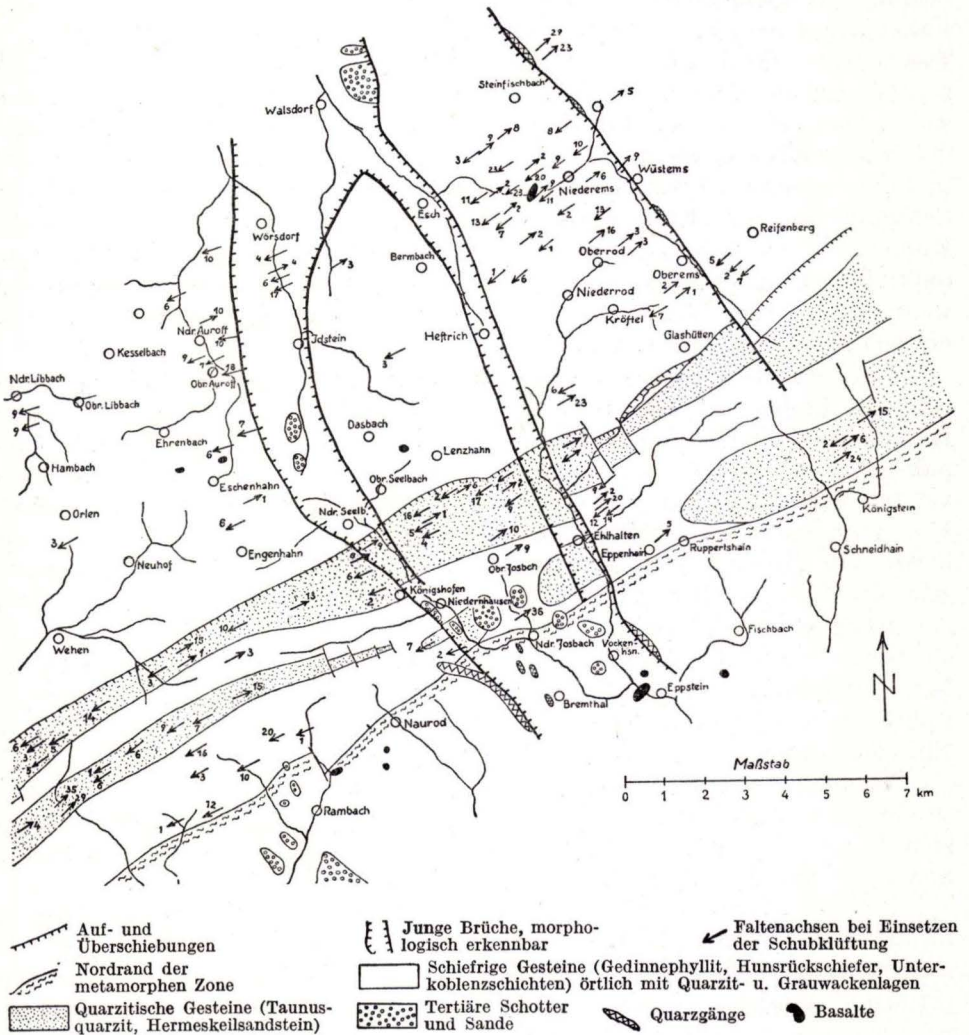


Abb. 7. Lage der Faltenachsen nach Kippung der Runzelachsen in die Horizontale

Wie Abb. 7 zeigt, war das gegenseitige Achsialgefälle im Gebiet der Eisernen Hand bereits vor Einsetzen der Schubklüftung ausgebildet. Die Vermutung, daß sich dieses Gebiet schon während der varistischen Gebirgsbildung durch intensive Vertikaltektonik auszeichnete (S. 26), wird somit bestätigt.

Bei der bisherigen Betrachtung der Beziehungen zwischen Faltenachse und Runzelachse wurden die Faltengebilde in ihrem Verhalten zur Schubklüftung als absolut starr betrachtet; d. h. es wurde die Funktion der Schubklüftung als zweite Schieferungs- bzw. Faltenachsebene und ihre damit verbundene faltenüberprägende Wirkung (Abb. 8) vernachlässigt. Bei einer solchen Faltenüberprägung ändert sich naturgemäß die Lage der Faltenachse und nähert sich der Achsenlage der überprägenden Schubklüftung (= Runzelachse). Der Konstruktion der Abb. 7 liegt aber die stillschweigende Voraussetzung zugrunde, daß die Differenz der Einfallswinkel zwischen Faltenachse und Runzelachse, die bei beginnender Schubklüftung herrscht, während

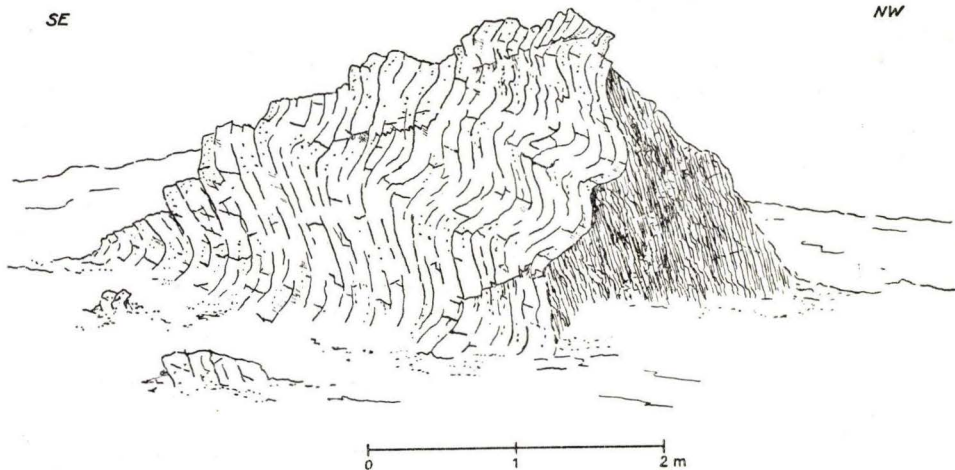


Abb. 8. Felspartie nordöstlich des Brandberges, 600 m NNE Eschenhahn. Grauwackebänke im Hunsrückschiefer, durch Schubklüftung überfaltet

des ganzen weiteren Durchbewegungsvorgangs konstant bleibt, die Faltenachse also einer bestimmten Verstellung der Runzelachse mit genau dem gleichen Neigungsbetrag passiv folgen würde. Diese Voraussetzung trifft bei massigen Faltenkörpern wie z. B. beim Taunusquarzit und Hermeskeilsandstein zu. Diese stehen auf Grund ihrer starren Eigenschaften einer überprägenden Faltung durchaus feindlich gegenüber. Die geringmächtigen, in mobilem Schiefermaterial eingebetteten Grauwackelagen des Hunsrückschiefers und der Unterkoblenzschichten sind der Überprägungsfaltung zugänglicher, setzen ihr aber immer noch großen achsialen Widerstand entgegen; denn die Differenzen im Einfallswinkel zwischen Faltenachse und Runzelachse sind, wie die tektonische Übersichtskarte Taf. 2 und Abb. 7 lehren, im Hunsrückschiefer und Unterkoblenz noch beträchtlich und lassen das bereits vor Einsetzen der Schubklüftung ausgebildete Achsialgewölbe klar erkennen. Die Einwirkung der Überprägungsfaltung auf das Einfallen der Faltenachse ist also auch hier noch sehr gering und darf im Rahmen der methodischen Aufgabenstellung vernachlässigt werden.

Großen Einfluß gewinnen jedoch die Überprägungsvorgänge auf die Faltenachsen in mildschiefrigem Gestein. Hier ist zu erwarten, daß sich wegen der hohen Plastizität der Tonschiefer die Lage der Faltenachsen weitgehend der der Runzelachsen nähern kann und somit die Unterschiede im Einfallen dieser beiden Achsenelemente sehr gering sind. Auf die Konstruktion der Karte (Abb. 7) gewinnt dies jedoch keinen störenden Einfluß, denn im rein-mildschiefrigen Gestein sind keine meßbaren Schichtflächen vorhanden; eine Bestimmung der Faltenachse mit Hilfe der Kombinationsmethode ist daher dort nicht möglich. Die Konstruktion der Karte beruht aber auf einem Vergleich der in ein und demselben Aufschluß gemessenen Lage der Falten- und Runzelachse. Da aber in Aufschlüssen mildschiefrigen Gesteins nur die Lage der Runzelachse meßbar ist, die der Faltenachse aber unbekannt bleibt, sind diese Aufschlüsse nicht verwendbar. Somit beschränkt sich die Darstellung des Achsialreliefs bei einsetzender Schubklüftung schon aus aufnahmetechnischen Gründen auf Aufschlüsse, in denen die Schubklüftung die Faltenachse nur geringfügig überprägt hat.

Das Streichen der Falten- und Runzelachsen beträgt im Durchschnitt 60° über E. Lediglich östlich des Schläferskopfes, östlich des Kellerskopfes und im Eisenbahnschnitt 1 km südöstlich Niedernhausen streichen sie in mehr nordnordöstlicher Richtung (etwa 30° über E).

3. Faltenachsebene und Schieferung

Im Arbeitsgebiet kommen sowohl nordwest- als auch südostfallende Lagen der Faltenachsebene und Schieferung vor. Schon eine flüchtige Betrachtung der Anordnung dieser Flächenelemente lehrt, daß die Idsteiner Senke zwei Gebiete unterschiedlichen Baues voneinander trennt: die dem Westtaunus zugehörigen Teile zeigen fast ausnahmslos nordwestfallende Schieferung bzw. Faltenachsebenen, weite Gebiete des Osttaunus zeichnen sich dagegen durch südöstliches Einfallen dieser Flächenelemente aus.

Definitionsgemäß ist der Vergenzsattel diejenige Linie, die Gebiete mit einander entgegengesetzt einfallenden Schieferungs- bzw. Faltenachsebenen gegeneinander abgrenzt, wobei diese Flächen auf dieser Linie als Fächer oder Meiler angeordnet sein können.

Die Messungen zeigen, daß sich die nordwestfallenden Schieferungsflächen im Westtaunus bei Annäherung an den Nordrand des Arbeitsgebietes allmählich aufrichten und sich bei Görstroth saiger stellen (Abb. 9).

Nach den Schieferungsmessungen, die A. EBERT¹ bei der Neukartierung des Blattes Idstein angestellt hat, herrscht in den an das Arbeitsgebiet nördlich anschließenden Teilen des Westtaunus südöstliches Einfallen der Schieferung. Es liegt hier also ein Schieferungsfächer vor, der aus dem Gebiet

¹ Durch freundliche Erlaubnis von Herrn Prof. Dr. MICHELS hatte ich Gelegenheit, das im Hessischen Landesamt für Bodenforschung Wiesbaden befindliche Manuskriptblatt Idstein (A. EBERT, 1931—34), sowie die ebenfalls dort vorliegenden Manuskriptblätter Kettenbach (F. MICHELS, 1931—35) und Villmar (J. NIEDERMAYER, 1938, K. ZIMMERMANN, 1938) einzusehen.

zwischen Strinztrinitatis und Niederlibbach über den Breister-Berg (427 m) am Nordrand von Görstroth vorbei zur Idsteiner Senke westlich Wörsdorf streicht.

Im Ostteil des Arbeitsgebietes lassen sich steil nach SO einfallende Faltenachsenebenen noch in den Taunusquarzitbrüchen am Nickel südöstlich Lenzhahn nachweisen. Im Gebiet von Oberjosbach und Ehlhalten fallen die Schieferungsflächen der Bunten Schiefer bereits nach NW ein. Ebenso zeigen die Grauwackenschiefer des Unterkoblenz im Seitentälchen des Dattenbachtals nordöstlich der Dattenbacher Mühle noch nordwestliches Schieferungseinfallen. In den nördlich anschließenden Teilen des Osttaunus fällt die Schieferung nach SO. Der diese beiden Gebiete mit entgegengesetzter Vergenz scheidende Vergenzscheitel (Fächer) verläuft demnach in nordöstlicher Richtung zwischen Nickel und Gr. Lindenkopf, erreicht den Dattenbach etwa 500 m oberhalb der Dattenbacher Mühle, streicht über den Hasenberg und verläuft — nunmehr in ostnordöstlicher Richtung — am Südabhang des Glaskopfes vorbei zum Nordabhang des Altkönigs.

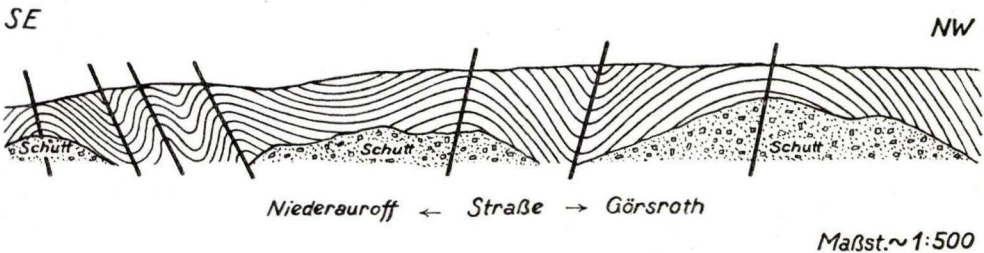


Abb. 9. Steinbruch an der Straße Niederauroff—Görstroth, 900 m ostnordöstlich Görstroth. Profillänge: 68 m. Vergenzfächer in gebankter Grauwacke des Unterkoblenz

Ein weiterer Vergenzscheitel (Meiler) liegt weiter südlich im Raum von Bremthal—Schneidhain. Sein Verlauf konnte aus den Schieferungsmessungen, die A. LEPLA bei der Aufnahme des Blattes Königstein ausführte, ermittelt werden. Diese Meilerzone beginnt bei Bremthal und streicht in nordöstlicher Richtung über Vockenhausen und Rossert und verläuft sodann südöstlich Ruppertshain — in weitem Bogen nach OSO umbiegend — in die Gegend südlich Schneidhain.

Eine Verbindung der Fächerzonen des West- und Osttaunus im Bereich der Idsteiner Senke ist nicht möglich. Dort wechseln nordwest- und südostfallende Schieferungslagen einander unregelmäßig ab und nehmen so eine vermittelnde Stellung zwischen den unterschiedlich gebauten Gebirgstteilen des West- und Osttaunus ein. Der Verlauf der Vergenzscheitel ist auf Taf. I dargestellt.

4. Schubklüftung

Die Schubklüftung erscheint im Arbeitsgebiet besonders deutlich im Hunsrücksschiefer und Unterkoblenz des Westtaunus als Bewegungsfläche. Ihr Einfallen schwankt dort zwischen horizontal und 30° NW. In den Gebieten nördlich Ehrenbach verwischt sich ihr Bewegungskarakter, und ihre Unter-

scheidung von der üblichen Längsklüftung im Schiefer gelingt nur in wenigen Fällen. Wenn auch dort die Spur der Schubklüftungsflächen auf dem Querbruch nur selten klar erkannt werden kann, so deutet doch die überall gut erkennbare Runzelung auf ihr Vorhandensein.

Auch in den Unterkoblenzschichten des Osttaunus ist die Schubklüftung schwach entwickelt. Nur an wenigen Stellen konnten Einfallswerte ($20\text{--}35^\circ$ NW) gemessen werden. Auch hier sind die Runzeln deutlich erkennbar. Der Nachweis der Schubklüftungsspur auf dem Querbruch gelang im Dünnschliff.

Die quarzitischen Bankfolgen des Gedinne im Vordertaunus, z. B. im oberen Rambachtal, werden von der Schubklüftung in dichtgedrängten Kluftscharen durchsetzt. Ihr Einfallen beträgt dort $30\text{--}35^\circ$ NW. In den mächtigen Schichtpaketen des Hermeskeilsandsteins und Taunusquarzits tritt die Schubklüftung als Ablösungsfläche nicht auf. Offenbar führte die mit dem Schubklüftungsvorgang verbundene Durchbewegung in diesen widerständigen Gesteinskomplexen nicht zum Bruch. Dagegen erscheint im Querbruch eine feine,

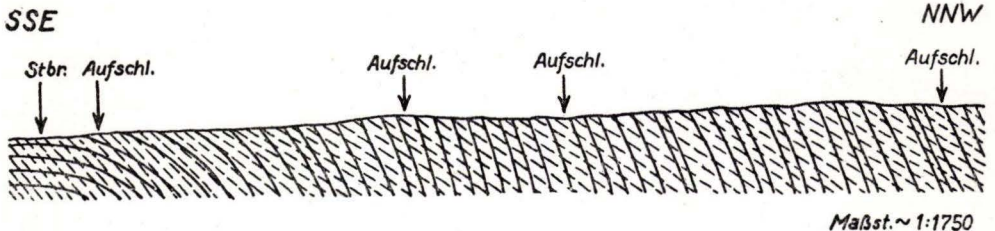


Abb. 10. Profil im Taunusquarzit längs der Bahnlinie Wiesbaden—Bad Schwalbach östlich des Schläferskopfes. Schichtung und Schubklüftung (gestrichelt)
Profillänge: 225 m

lineare Skulpturierung, die mit $30\text{--}40^\circ$ nach NW einfällt und sich auch als achsiales Element auf den Bankoberflächen nachweisen läßt. Man könnte geneigt sein, diese Erscheinung als die ersten Ansätze einer Schieferung in diesen quarzitischen Serien anzusehen. Profil Abb. 10 zeigt aber, daß dieses „Schieferungselement“ zu flach einfällt, um die Rolle einer Faltenachsebene im Faltenwurf übernehmen zu können. Da es ferner mit den gleichen Winkelbeträgen wie die Schubklüftung im Vordertaunus ($30\text{--}40^\circ$ NW) einfällt, so muß es mit der Schubklüftung in Ursache und Anlage im Zusammenhang stehen. Daher wurde bei der Aufnahme die lineare Skulpturierung auf den Bankoberflächen des Taunusquarzits als Äquivalent der Schubklüftung (Runzelachse) gemessen und ausgewertet.

B. Der Südtanus

Die im Raum von Idstein gewonnenen Untersuchungsergebnisse stellen wichtige Ansatzpunkte für eine weiträumigere Betrachtung des tektonischen Geschehens im Südtanus dar. Die Bearbeitung dieses Gebietes knüpft außerdem an bereits aus dem Südtanus vorliegende morphologische und tektonische Untersuchungen anderer Autoren an.

I. Die Oberflächengestaltung

1. Morphologische Gliederung

a) *Der Vordertaunus.* — Er erscheint im SW bei Geisenheim, folgt dem Südrand des Taunuskammes nach NO und gewinnt dabei allmählich an Breite. Während er mit seinen dem Westtaunus zugehörigen Teilen eine kuppige, nach SO abgedachte Hochfläche bildet, die nur durch die nach SO und S entwässernden Bachtäler zerschnitten ist, trägt er im Osttaunus die Züge einer ausgeprägten morphologischen Quergliederung. Dort erscheinen von SW nach NO folgende morphologische Gebilde als Quergliederungselemente:

- die Gebirgsscholle von Eppstein—Lorsbach
- die Hornauer Bucht
- das Hochgebiet von Kronberg
- die Homburger Bucht.

Die in der Taunusmorphologie übliche Scheidung von West- und Osttaunus durch die Idsteiner Senke hat für den Vordertaunus keine Gültigkeit. Die nach dieser Gliederung noch dem Westtaunus zugehörigen morphologischen Einheiten Kellerskopf und Bucht von Auringen—Medenbach tragen Züge, die der Oberflächengestalt des übrigen westlichen Vordertaunus völlig fremd sind. Sie zeigen deutliche Merkmale einer morphologischen Quergliederung und stehen so dem östlichen Vordertaunus näher. Der Gebirgsscholle von Eppstein—Lorsbach sind daher nach SW

- die Bucht von Auringen—Medenbach
- der Kellerskopf

als weitere Einheiten der Quergliederung anzufügen.

b) *Taunuskamm und Hintertaunus zwischen Rhein und Idsteiner Senke.* — M. GALLADÉ (1926a) beschreibt das Kammgebiet des Westtaunus als einen Höhenrücken, der aus bis zu drei parallelen Kammzügen besteht und dessen Kammlinie nahezu horizontal liegt. An drei Stellen wird der Kamm durch folgende quer zum Streichen verlaufende, paßartige Depression zergliedert:

- Kammgebiet südlich Stephanshausen
- Gebiet von Schlangenbad
- Gebiet der Eisernen Hand nordwestlich Wiesbaden.

An diesen Einschnitten beschreibt GALLADÉ ein Durchgreifen der zum Rhein fließenden Bäche in das Gebiet des Hintertaunus und benennt die sich aus den drei Einschnitten ergebenden vier Teilstücke des Taunuskammes von SW nach NO

1. westliches Rheingaugebirge = Kammerforster Block
2. östliches Rheingaugebirge
3. Gebiet der Hohen Wurzel
4. Wiesbadener Taunus.

Gegenüber der Quergliederung des Taunuskammes in vier Segmente beschreibt GALLADÉ im Hintertaunus nur drei quer zum Gebirgssreichen aus-

gerichtete Höhenrücken, die durch das Mühlbachtal bei Nastätten und das Aartal voneinander getrennt sind. Er benennt diese drei Höhenrücken von SW nach NO:

1. Obergladbacher Rücken
2. Kemeler Rücken
3. Rücken der Hühnerstraße.

Nach GALLADÉ nehmen sie folgenden Verlauf:

Obergladbacher Rücken: Ablösung vom Taunuskamm zwischen Hausen v. d. H. und Kalter Herberge; Wasserscheide zwischen Gladbach und Ernstbach; Eltviller Stadtwald (südlich Geroldstein); Unterbrechung durch das Wispertal; Fortsetzung nördlich der Wisper am Hinterloh (nördlich Espenschied); Wasserscheide Rhein—Mühlbach.

Kemeler Rücken: Ablösung vom Taunuskamm bei Schlangenbad—Bienkopf; Neunzehntberg; Kemel; Kemeler Heide; Mappershainer Kopf; Rettert.

Rücken der Hühnerstraße: Ablösung vom Taunuskamm am Hohen Wald; Wasserscheide Aar-Engenhahner Bach; nach NW verfolgbar bis Kirberg.

GALLADÉ beschreibt als Einheiten der morphologischen Längsgliederung:

die Plateaumulde der Wisper, der oberen Aar und des Engenhahner Baches

den Zugmantel-Rücken (Verlauf: Welterod im Mühlbachtal;

Kemeler Heide; Römerkastell Zugmantel nördlich Neuhof).

c) *Taunuskamm und Hintertaunus zwischen Idsteiner und Hessischer Senke.* — Im Gegensatz zu dem ausgeglichenen Höhenverlauf des Taunuskammes im Westtaunus, der nur durch schmale paßartige Depressionen gestört ist, zeigt das Kammgebiet des Osttaunus nach W. PANZER (1923) eine deutliche Zerstückelung in Schollen unterschiedlicher Höhenlage quer zum Gebirgstreichen. Es können von SW nach NO folgende morphologische Einheiten unterschieden werden:

das Kammgebiet zwischen Ehlhalten und Königstein

das Kammgebiet Feldberg—Altkönig

das Kammgebiet des Homburger Stadtwaldes

die Saalburg-Senke

das Kammgebiet zwischen Saalburg und Bad Nauheim.

Das Kammgebiet Feldberg—Altkönig erscheint gegen den südwestlich anschließenden Kammabschnitt Ehlhalten—Königstein an der Oberemser Scheidelinie um etwa 200 m gehoben. Im NO ist es durch den Anspach—Hohemark-Sprung gegen das um etwa den gleichen Betrag tieferliegende Kammgebiet des Homburger Stadtwaldes begrenzt. Die Einsattelung der Saalburg-Senke, die auf 350—400 m herunterreicht, trennt sodann das Kammgebiet des Homburger Stadtwaldes von dem zwischen der Saalburg und Bad Nauheim.

Diese bedeutsamen morphologischen Einheiten finden in der Projektion quer zum Gebirgstreichen ihre morphologischen Äquivalente in Vorder- und Hintertaunus. Dem Kammgebiet des Feldberges und Altkönigs entspricht im Vordertaunus das Hochgebiet von Kronberg. In den Hintertaunus setzt sich

zwischen Oberemser Scheidelinie und der nordwestlichen Verlängerung des Anspach—Hohemark-Sprunges ein Hochgebiet fort, das zusammen mit dem Kammgebiet des Feldberges und Altkönigs allgemein als Feldberg—Pferdskopfscholle bezeichnet wird. Dem tieferliegenden Kammgebiet von Ehlhalten—Königstein entspricht im Vordertaunus die Hornauer Bucht, im Hintertaunus die Ems—Dombach-Scholle.

Im Kammgebiet und im Vordertaunus stört die Gebirgsscholle von Eppstein—Lorsbach diese klare Quergliederung. Die Achse ihrer stärksten Heraushebung liegt unmittelbar am Ostrand der Idsteiner Senke und streicht in Richtungen zwischen N und NNW, zieht also mit ihren südlichen Teilen über die südöstliche Fortsetzung der Idsteiner Senke hinweg. Dies erklärt die Vergeblichkeit des Versuches, die Idsteiner Senke in ihrem morphologischen Verlauf weiter nach SO zu verfolgen (S. 46). Die Hornauer Bucht müßte als Äquivalent der Ems—Dombach-Scholle eigentlich bis an die Linie Eppstein—Lorsbach, der Verlängerung des Ostrandes der Idsteiner Senke nach SO, reichen. Die Gebirgsscholle von Eppstein—Lorsbach nimmt aber diesen Raum für sich in Anspruch, so daß der Westrand der Hornauer Bucht nach der jetzigen Oberflächengestalt durch die Linie Fischbach—Ostabhäng Lorsbacher Kopf festgelegt ist.

Der Saalburg-Senke und dem Kammgebiet des Homburger Stadtwaldes entsprechen im Vordertaunus die Homburger Bucht, im Hintertaunus das Usinger Becken. Das morphologische Äquivalent des Vordertaunus zum Kammabschnitt zwischen Saalburg und Bad Nauheim erscheint wegen des Übergreifens der Oberflächenformen der Hessischen Senke nicht mehr. Im Hintertaunus tritt dagegen ein das Usinger Becken im Osten begrenzender Höhenzug auf, der im Gebiet von Pfaffenwiesbach und Friedrichsthal nach NW streicht, durch das Usa-Tal unterbrochen wird und sodann in nördlicher Richtung über Maibach auf den Hesselberg zu verläuft.

Sowohl die für die Morphologie des westlichen Hintertaunus so typische Plateaumulde GALLADÉS als auch der Zugmantel-Rücken sind im Bereich der Ems—Dombach- und Feldberg—Pferdskopf-Scholle nicht mehr nachzuweisen. Erst im Gebiet von Usingen bildet sich wieder eine im Gebirgstreichen verlaufende Mulde aus.

2. Die präpliozäne Landoberfläche

Die morphologische Gliederung des Südtaunus, die sich in der Hauptsache auf die regionale Anordnung von Schollen unterschiedlicher Höhenlage stützt, deutet Krustenbewegungen an, die in junger Zeit erfolgt sein müssen. Diese stehen offenbar mit der jungen Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges in Zusammenhang, die nach Vergleich der Höhenlage der Flußterrassen im Jungtertiär und Diluvium am stärksten gewesen sein muß; somit fällt auch der größte Teil der Verschiebungsbeträge, die die morphologisch erkennbaren Schollen in ihrer Höhenlage gegeneinander aufweisen, in diese Zeitspanne.

Um die jungen Schollenbewegungen genauer erfassen zu können, ist die Konstruktion einer Isohypsenkarte einer tertiären Landoberfläche erforderlich, bei der die Schollenbewegungen so langsam vor sich gingen, daß die Abtragung mit ihnen Schritt halten konnte und es zur Ausbildung einer Rumpffläche als horizontales Bezugselement für die späteren Schollenbewegungen kam. Eine solche Rumpffläche überzog das Rheinische Schiefergebirge letztmalig vor der Ablagerung der Vallendar-Schotter (nach C. MORDZIOL 1936 unteres Mitteloligozän; nach K. H. SINDOWSKI 1939a, 1939b oberes Unteroligozän bis unteres Mitteloligozän). Ältere Landoberflächen z. B. die präpermische können im Süddaunus nicht erfaßt werden, da permische und mesozoische Sedimente bis auf geringe Vorkommen von Rotliegendem südlich Lorsbach und Langenhain fehlen. Die Darstellung der prämitteloligozänen Landoberfläche müßte sich auf die Auflagerungsflächen der Vallendar-Schotter und die Höhenlage der alten kaolinisierten Landschaftsreste stützen. Da die Vallendar-Schotter und die Reste der kaolinisierten Landoberfläche sich im Süddaunus aber nur auf spärliche Vorkommen beschränken, letztere auch nur auf wenigen Meßtischblättern auskartiert sind, konnte die Lage der prämitteloligozänen Landoberfläche mit Isohypsen nicht dargestellt werden.

Bei der Suche nach einer anderen darstellbaren Landoberfläche erwies sich die zu Beginn des Pliozäns entstandene als geeignet. Wie die Höhenlage der Pliozänschotter des Mittelrheintales beweist, hatte sich der in dieser Zeit erstmalig in diesem Gebiet nachweisbare Rhein nur gering in diese Hochfläche eingeschnitten; die Heraushebung des südlichen Rheinischen Schiefergebirges war also zu diesem Zeitpunkt noch gering. Sie erfuhr im Diluvium eine erhebliche Beschleunigung und führte zur Bildung der heutigen steilen Erosionstäler.

Da im Süddaunus auch das Pliozän mit weit verbreiteten Auflagerungsflächen fehlt und nur spärlich erhalten ist, mußte die heutige Hochflächenmorphologie in starkem Maße zur Rekonstruktion der präpliozänen Landoberfläche herangezogen werden. Die heutigen, steilen Erosionstäler waren zur Zeit des Pliozäns noch nicht vorhanden. Die Auflagerungsfläche der spärlichen Pliozänvorkommen wurde im Isohypsenbild mitverarbeitet.

Der Verlauf der so gewonnenen Isohypsen, die die heutige Lage der präpliozänen Landoberfläche darstellen sollen, ist nicht frei von Ungenauigkeiten. Die Veränderungen, die die linear wirkende Erosion seit dem Pliozän in der Oberflächengestaltung des Süddaunus hervorgerufen hat, sind zwar rückgängig gemacht, nicht aber die Reliefveränderungen durch die seit dem Pliozän wirksamen flächenhaften Denudation. Zu ihrer Ausschaltung hätte es spezialmorphologischer Studien bedurft, die über den Rahmen und die Zielsetzung dieser Arbeit weit hinausgegangen wären. Da der Süddaunus sich während der betrachteten Zeitspanne in rascher Hebung befand und vielleicht noch befindet, überwiegt die Erosion gegenüber der Denudation bei weitem; die der Karte (Taf. 1) anhaftenden Fehler stören daher das sich aus ihr ergebende Bild von der Anlage der Schollenverstellungen nur geringfügig.

Das Isohypsenbild der präpliozänen Landoberfläche läßt in großem Umfange die morphologischen Gliederungselemente M. GALLADÉS (1926a) und W. PANZERS (1923) erkennen. GALLADÉS Plateaumulde zeichnet sich als deut-

liche Depression ab; die Kreuzungspunkte des Oberglabbacher Rückens, des Kemeler Rückens und des Rückens der Hühnerstraße mit dem Zugmantel-Rücken erscheinen als deutliche Hochgebiete. Auch der Mühlbach und die Aar, die die drei Querrücken nach GALLADÉ voneinander scheiden, machen sich als morphologische Depressionen bei Nastätten und Kettenbach im Isohypsenbild bemerkbar. Das Mittelrheintal und die Idsteiner Senke erscheinen ebenfalls als tiefe Einbuchtungen der Isohypsen, wobei auch bei letzterer die in dieser Arbeit nachgewiesene Aufspaltung in zwei Teilsenken zum Ausdruck kommt. Die Karte bestätigt auch die von GALLADÉ nachgewiesene Einschnidung des Taunuskammes bei Stephanshausen, bei Schlangenbad und an der Eisernen Hand. Das Bild der heutigen Lage der präpliozänen Landoberfläche liefert also denselben Befund, den GALLADÉ bereits beschrieben hat: daß nämlich einer Quergliederung in drei morphologische Einheiten im Hintertaunus eine solche von vier Einheiten im Taunuskamm gegenübersteht. Eine räumliche Zuordnung und Abstimmung der morphologischen Gebilde des Taunuskammes und des Hintertaunus ist aber erst möglich, wenn die regionale Verbreitung des Tertiärs am Südabfall des Taunus (mitteloligozäne Meeressande, Pliozän-schotter) und im Hintertaunus (Ablagerungen der Vallendar-Stufe) zur Deutung herangezogen werden.

Dabei ergibt sich, daß die Tertiärvorkommen am Südabfall des Taunus an den Stellen weit nach N reichen, wo GALLADÉ bereits die Einschnidungen des Taunuskammes feststellte. Auch im Bereich des Mittelrheintales stoßen sowohl die Isohypsen als auch die Tertiärvorkommen weit nach N vor. Diesen nordwärts gerichteten Tertiärvorstößen stehen im Hintertaunus weit nach S reichende tertiäre Schottervorkommen gegenüber, die zum Teil in Depressionsgebieten der präpliozänen Landoberfläche liegen (Schotter von Urbar, Bornich und Reitzenhain; Schotter von Ölsberg und Nastätten; Schotter und Tone von Rückershausen und Kettenbach). Außerdem liegt noch südwestlich von Hohenstein a. d. Aar ein Vorkommen tertiären Tons, das aber nicht mit einer Depression der präpliozänen Landoberfläche zusammenfällt. Somit stehen also den vier nach N ausgreifenden Tertiärvorkommen am Südrand vier entsprechende südlichste Vorkommen tertiärer Sedimente im N gegenüber, die einander entgegenstreben und auf der Karte (Taf. 1) durch Linien quer zum Gebirgsstreichen miteinander verbunden sind.

Diese Linien sind von SW nach NO wie folgt benannt:

Mittelrheintal-Linie

Linie Stephanshausen—Nastätten

Linie Schlangenbad—Hohenstein

Linie Eiserne Hand—Kettenbach.

Sie stellen Zonen tertiärer Senkung dar.

Wie G. K. NEUMANN (1935), gestützt auf K. OESTREICHS (1908, 1909) Terrassenuntersuchungen im Mittelrheintal, nachwies, liegt die Achse der stärksten Heraushebung des südlichen Rheinischen Schiefergebirges im Mittelrheinprofil zwischen Bingen und Niederheimbach. Eine weitere Hebungachse bildet im Westtaunus der Zugmantel-Rücken. Bei der zur Vallendarzeit allmählich einsetzenden Heraushebung des Gebirgs-

rumpfes herrschte im Gebiet stärkster Hebung, das durch diese beiden Hebungsachsen gekennzeichnet ist, flächenhafte Abtragung, deren Produkte in den Senkungsfeldern des Mainzer Beckens und der Lahngegend als Sedimente der Vallendar-Stufe zur Ablagerung kamen. In den quer zum Gebirgstreichen verlaufenden Senkungszone konnten die Abtragungssedimente bereits in größerer Nähe des Hebunggebietes abgelagert werden. Im Küstenbereich des Mainzer Beckens öffnete die Mittelrheintal-Linie der mitteloligozänen Transgression den Weg über die Taunuskämme nach Norden.

Wie das Isohypsenbild und die nach N vorstoßenden Pliozänvorkommen beweisen, waren fast alle Senkungszone in pliozäner Zeit noch wirksam. Nur der nördliche Teil der Linie Schlangenberg—Hohenstein tritt in der pliozänen Morphologie nicht mehr in Erscheinung. Deshalb konnte GALLADÉ der Vierer-Segmentierung des Taunuskammes nur drei morphologische Einheiten im Hintertaunus gegenüberstellen.

Die Idsteiner Senke weist in ihrer ganzen Länge fleckenhaft verbreitete tertiäre Schottervorkommen auf. C. KOCH (1880) erkannte bereits deren fluviale Natur und betrachtete sie als Ablagerungen eines großen Stromes, der im Tertiär vom Limburger zum Mainzer Becken geflossen sein soll. Die Idsteiner Senke war demnach, genau wie die bereits beschriebenen Senkungszone des Westtaunus, zur Vallendar-Zeit schon in Senkung begriffen.

Die achsentektonische Aufnahme im Gebiet der Eisernen Hand wies an Hand der bereits vor Einsetzen der Schubklüftung vorhandenen Unregelmäßigkeiten im Achsialgefälle nach, daß diese Senkungszone, die sich in der tertiären Morphologie so deutlich abzeichnet, bereits während der varistischen Gebirgsbildung wirksam war. Ebenso konnte die varistische Anlage zumindest des Südtails der Idsteiner Senke aus dem geologischen Kartenbild abgeleitet werden. Für die übrigen tertiären Senkungszone im Westtaunus steht der achsentektonische Nachweis ihrer varistischen Anlage noch aus. Wie der weitere Gang der Arbeit aber zeigen wird, machen diese sich ausnahmslos als Sonder-elemente in der varistischen Gebirgsbildung bemerkbar.

Diesen Senkungszone ist im Westtaunus noch eine weitere hinzuzufügen. Sie ist im Rambachtal westlich des Kellerskopfes am Vorstoßen der pliozänen Schotter nach NW und am Ausbiegen der Isohypsen der präpliozänen Landoberfläche deutlich zu erkennen. Im Kammgebiet äußert sich ihre nordwestliche Fortsetzung nicht mehr in der pliozänen Morphologie, wohl aber in einem zum normalen Achsialgefälle widersinnigen Einfallen der Faltenachsen zu Beginn der Schubklüftung (Abb. 7). Die Zone findet in der Linie Neuhof—Hambach, die durch eine Verflachung der Falten- und Runzelachsenlagen gekennzeichnet ist, ihre Fortsetzung und folgt dort einer morphologischen Depression, die zwischen dem Rücken der Hühnerstraße und der Höhe Auf dem Berge westlich Neuhof verläuft. Diese Zone konnte außerhalb des Arbeitsgebietes mit rein morphologischen Mitteln nicht weiter verfolgt werden. Sie trägt in dieser Arbeit die Bezeichnung Linie Rambach—Neuhof.

Die so gewonnene Quergliederung des Westtaunus in vier (bzw. fünf bei voller Anrechnung der Linie Rambach—Neuhof) Abschnitte zieht zwangsläufig die Korrektur des morphologischen Verlaufs des Obergladbacher Rückens nach sich. Nach GALLADÉ kreuzt dieser Rücken die Linie Stephanshausen —

Nastätten und setzt sich westlich des Mühlbachs im Unner Küppel westnordwestlich Lipporn fort. Nach der sich aus dieser Arbeit ergebenden Gliederung gehört der Unner Küppel einer selbständigen morphologischen Einheit zwischen Rhein und der Linie Stephanshausen—Nastätten an und muß vom Oberglabbacher Rücken getrennt werden. Letzterer findet im Grauen Kopf östlich Zorn seine nordnordwestliche Fortsetzung. Das zwischen den Linien Stephanshausen—Nastätten und Schlangenbad—Hohenstein gelegene Segment trägt demnach zwei quergerichtete Höhenrücken, den Kemeler Rücken und den in seinen Verlaufe nunmehr korrigierten Oberglabbacher Rücken.

Im Osttaunus findet die morphologische Gliederung W. PANZERS durch das Isohypsenbild volle Bestätigung.

II. Die Elemente der Inneren Tektonik

1. Faltenachsen

Für die übrigen Teile des Südtanunus liegt eine achsentektonische Feinuntersuchung noch nicht vor. J. ALBERMANN (1939) konnte an Hand von weitmaschigen Messungen ein grobes Bild der regionalen Anordnung der Faltenachsen entwerfen und ein großes, in der Idsteiner Senke kulminierendes Achsialgewölbe nachweisen. Seine Meßergebnisse und deren Interpretation seien hier auszugsweise angeführt:

Achsialgefälle im Westtaunus:

- 30° SW: Südlich Oberglabbach an der zum Hofe Mappen führenden Fahrstraße.
- 20° SW: An dem von Hausen v. d. Höhe nach Norden führenden Weg bei Punkt 457.
- 10° SW: An der Fahrstraße im Distrikte Weichershahn nordöstlich Hausen.
- 6° SW: Im Tale südlich Orlen nahe der Idsteiner Senke.
- 20° SW: Steinhäufen östlich Platte.
- 15° SW: Im Steinbruch östlich Holzhausen im Tal (Quarzitbänke).
- 15° SW: Steinbruch an der Autostraße bei Nastätten.

Achsialgefälle im Osttaunus:

- 15° NE: An der Landstraße, die von Usingen durch das Usbachtal herabführt.
- 20° NE: Nördlich Maibach.
- 15° NE: Im Wiesbachtal nordwestlich Kransberg.
- 17° NE: Im Wiesbachtal südöstlich Kransberg.
- 7° NE: Im Tale bei Arnsbach.

„Im Taunus bilden die Faltenachsen mithin ein Gewölbe, das bei der Idsteiner Senke kulminiert . . .

. . . Von einer Linie ab, die etwa 10 km östlich des Rheines verläuft, steigen die Achsen zunächst mit einem Winkel von 30° gegen Nordosten an, legen sich allmählich flacher bis zur Idsteiner Senke. Jenseits der Senke fallen sie zunächst flach nach Nordosten; östlich Usingen sind sie wieder steiler geneigt.“

Aus dem Westtaunus in der Nähe des Mittelrheintals wurden durch die tektonische Kartierung S. KIENOWS (1934) eine Anzahl von Faltenachsenlagen bekannt. Auf seiner tektonischen Übersichtskarte erscheint ein buntes Gemisch von nach Südwest und Nordost fallenden Faltenachsen. Nach meinen Erfahrungen bei der achsentektonischen Aufnahme im südlichen Taunus

schwanken die Faltenachsen hier um eine horizontale Lage. Nach vorsichtiger Schätzung scheinen auf der rechten Rheinseite die nach Nordosten einfallenden, auf der linken die nach Südwesten einfallenden Faltenachsen zu überwiegen. Es wird daher über dem Rheintal ein schwach gekrümmtes Achsialgewölbe vermutet, deren benachbarte achsiale Depressionszonen in der Gegend von Stephanshausen und in der Stromberger Mulde (H. CLOOS & H. SCHOLTZ, 1930) liegen.

2. Schieferung

Über die Fortsetzung der im Idsteiner Gebiet gefundenen Fächerzonen geben im Westtaunus die tektonischen Eintragungen der geologischen Karte 1:25 000, Bl. Kettenbach (F. MICHELS, unveröffentlicht) sowie die Arbeiten von J. ALBERMANN (1939) und S. KIENOW (1934) Auskunft. Der weitere Verlauf der Fächerzone im Osttaunus läßt sich an Hand der Blätter der geologischen Karte 1:25 000 ermitteln.

Der Schieferungsfächer, der bei Görsroth den Rand des Untersuchungsgebietes berührt, setzt sich in westsüdwestlicher bis südwestlicher Richtung fort, zieht zwischen den Orten Breithardt und Steckenroth durch, trifft das Aartal etwa 600 m nördlich Adolphseck und streicht etwa 300 m südöstlich Ramschied und am Südostausgang von Niederglabach vorbei. In diesem Verlauf nähert er sich immer mehr dem Taunuskamm und erreicht, von Niederglabach ab allmählich in südsüdwestliche Richtungen hereindrehend, Stephanshausen. Von hier ab gewinnt er in sanftem, nach Nordwesten geöffnetem Bogen Anschluß an den von S. KIENOW beobachteten Vergenzfächer auf dem Niederwald und stößt an den Rhein etwa 1,3 km oberhalb Aßmannshausen (Taf. 1).

Die Fortsetzung der im Ostteil des Untersuchungsgebietes aufsetzenden Fächerzone in den Osttaunus verläuft über die Goldgrube (nordwestlich Oberursel), streicht zwischen den Orten Dornholzhausen und Oberstedten hindurch nach Seulberg (Taf. 1).

Die Fächerzone nimmt demnach über weite Strecken einen zum normalen Gebirgsstreichen spießwinkligen Verlauf. Das Streichen der Schieferung wird davon jedoch nicht berührt; dieses richtet sich nach der Lage der Faltenachsen, die allgemein mit dem normalen Gebirgsstreichen (N 55° bis 65° E) übereinstimmen.

Die Vorstellung einer zum Gebirgsstreichen spießwinklig verlaufenden Fächerzone bereitet zunächst einige Schwierigkeiten; denn nach der von H. SCHOLTZ (1930) entwickelten Vorstellung vom Mechanismus der Südvergenz am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges sind nur Vergenzscheiden parallel zum Faltenachsenverlauf zu erwarten. Wie weiter unten gezeigt wird, können aber auch in erheblichem Maße Bewegungskomponenten parallel zur Faltenachse am Faltungsvorgang beteiligt sein; sie können den Verlauf des Vergenzscheitels wesentlich beeinflussen.

Im Gegensatz zu S. KIENOW (1934), der in seiner tektonischen Übersichtskarte den oben beschriebenen Vergenzscheiden in seinem Verlauf vom

Rhein bis in die Gegend des Hörkopfes in zwei gestaffelte, im Gebirgstreichen verlaufende Fächerzonen auflöst, wurden hier die Gebiete entgegengesetzter Vergenz durch einen einzigen, winklig zum Gebirgstreichen verlaufenden Vergenzsattel voneinander getrennt.

H. SCHOLTZ (1930) erklärt die Südvergenz am Südrande des Rheinischen Schiefergebirges in folgender Weise:

Eine im Süden des Rheinischen Schiefergebirges gelegene stabile kristalline Masse wird durch tektonische Unterströmungen gegen die mobilen Sedimente der Rheinischen Geosynklinale nach Norden bewegt. Sie führte dabei eine im Vergleich zur mobilen Zone abwärts gerichtete Zusatzbewegung aus, unterschob also die mobilen Sedimente des Rheinischen Schiefergebirges. Diese führten in dessen Südteil nach Süden gerichtete Ausweichbewegungen aus. Es bildete sich ein Vergenzfächer, der das Gebiet dieser südwärts gerichteten Bewegungen gegen die nördlich anschließenden nordvergenten Gebirgsteile abgrenzt.

Die räumliche Anordnung der Vergenz hängt weitgehend vom Sinn der Vertikalbewegungen ab, die die stabilen und mobilen Gesteinskomplexe beim Faltungsvorgang relativ zueinander vollführen. Die Gegenüberstellung der Begriffe stabil und mobil hat nur vergleichende Bedeutung; sie soll nur graduelle Unterschiede der Gesteine in ihrem tektonischen Verhalten zueinander kennzeichnen. Dementsprechend können z. B. schon Grauwackenschiefer mit eingeschalteten Grauwackenlagen gegenüber milden Tonschieferserien als stabil gelten. Andererseits kennzeichnet ein Vergleich derselben Grauwackenschiefer mit einer mächtigen Quarzitzerie erstere als mobil, letztere als stabil.

Wie der Verlauf des Vergenzfächers im westlichen Südtanunus (Taf. I) zeigt, greift das Verbreitungsgebiet der Südvergenz vom Mittelrheintal bis zur Idsteiner Senke immer weiter nach Norden vor. Im Osttanunus herrscht dagegen über weite Flächen nordvergente Faltung; die Südvergenz ist auf den Süden, den Vordertaunus und Teile des Taunuskammes beschränkt. Die Idsteiner Senke stellt also eine Zone dar, die zwei Gebiete mit unterschiedlichster Vergenzentwicklung voneinander trennt.

Zugleich entwickelt sie sich aber auch in der unterdevonischen Sedimentation in steigendem Maße zu einer Zone starken Fazieswechsels:

Schon zur Zeit der Bildung des oberen Taunusquarzits steht einer nahezu rein sandigen Fazies im Osttanunus eine sandige Sedimentation mit reicheren Einlagerungen dunkler, sandiger Tonschiefer im Westtanunus gegenüber (F. MICHELS, 1926). Der fazielle Übergang von Südwesten nach Nordosten hat sich in dieser Zeit sehr wahrscheinlich noch mehr oder weniger kontinuierlich vollzogen; denn die Kartierer der Taunusblätter der geologischen Karte 1:25000 (A. FUCHS, 1927, 1930; F. MICHELS, 1927, 1928, 1931, 1932) begegnen im nordöstlichen Fortschreiten immer größeren Schwierigkeiten, die von A. LEPLA (1904) auf Blatt Preßberg—Rüdesheim vorgenommene und dort anerkannte Gliederung des Taunusquarzits (unterer Teil: helle Quarzite, fast ohne Schiefereinlagerungen; oberer Teil: graue Quarzite mit reichlichen dunklen Schiefereinlagerungen) durchzuführen. Nur A. LEPLA (1924a) erwähnt diese Schwierigkeit bei der Kartierung des schon zum Osttanunus gehörenden Blattes Königstein nicht. Wahrscheinlich hält er die lithologische Gliederungsmöglichkeit des Taunusquarzits für den ganzen Taunus für gültig und kommt, da er die Möglichkeit eines faziellen Wechsels im nordöstlichen Fortstreichen des Taunus nicht berücksichtigte, daher auf Blatt Wehen zu der Feststellung, daß dort „für das Vorhandensein von oberem Taunusquarzit, wie er sich in der westlichen Nachbarschaft (Bl. Eltville) einstellt, keine ausschlaggebenden Beobachtungen vorliegen“ (A. LEPLA, 1924b, S. 317).

In der Hunsrückschiefer- und Unterkoblentzeit bildet sich jedoch in der Idsteiner Senke bereits eine Zone raschen Fazieswechsels heraus. Hier verschwinden die ton-

schiefrigen und grauwackenschiefrigen Sedimente des im Westtaunus weitverbreiteten Hunsrücksschiefers und werden im Osttaunus von den sandiger ausgebildeten Unterkoblenzschichten abgelöst. In der Frage, inwieweit der Hunsrücksschiefer die Unterkoblenzschichten vertreten kann, konnte sich noch keine einheitliche Meinung bilden. Während F. K. NÖRING (1939) den Hunsrücksschiefer für eine Faziesvertretung der Spitznack- und Singhofener Schichten hält, stellt G. SOLLE (1949, 1951) den Hunsrücksschiefer in seine „Ulmengruppe“, die er als oberste stratigraphische Einheit der Siegen-Stufe den Herdorfer Schichten anfügt; er hält nur im untersten Teil der Unterkoblenzschichten, den Spitznackschichten, eine Faziesvertretung des Hunsrücksschiefers für möglich. Diese Frage soll hier nicht weiter diskutiert werden. Für die tektonische Deutung der unterschiedlichen Vergenzverhältnisse in Ost- und Westtaunus ist lediglich das Vorherrschen einer sandigen Fazies östlich der Idsteiner Senke gegenüber einer schiefrigeren westlich davon von Wichtigkeit.

Dementsprechend kann der Osttaunus als der stabilere, der Westtaunus als der mobilere Teil angesehen werden. Die Idsteiner Senke, in deren Bereich sich die beiden Faziesgebiete berühren, verläuft jedoch nicht senkrecht zum Gebirgsstreichen, sondern streicht in mehr nördlicher Richtung. Die mit der Faltung verbundenen, senkrecht zum Gebirgsstreichen wirksamen Massenbewegungen treffen die fazielle Übergangszone in einem Winkel von etwa 15° und finden so eine Angriffsfläche, an der der stabilere Osttaunus mit dem mobileren Westtaunus in ähnlicher Weise wie nach H. SCHOLTZ die stabile kristalline Masse mit der mobilen Zone des Rheinischen Schiefergebirges reagiert. Der stabilere Osttaunus führte dabei eine relativ zum mobileren Westtaunus abwärtige Bewegung aus und wurde, wenn man nur die senkrecht zur Idsteiner Senke wirksame Bewegungskomponente betrachtet, unter den mobileren Westtaunus geschoben. Dieser Teilvorgang bewirkt, daß westlich der Idsteiner Senke die Zone der südwärts gerichteten Ausweichbewegungen weiter nach Norden reicht als östlich davon.

Die abnorme Schleppung des Vergenzscheitels in der Nähe des Mittelrheintals kann nicht in gleicher Weise wie die Vergenzverhältnisse an der Idsteiner Senke erklärt werden, denn der Vergenzfächer setzt sich nach den Beobachtungen S. KIENOWS (1934) ohne horizontale Versetzung auf der linken Rheinseite fort; außerdem verläuft die Mittelrheintal-Linie genau quer zum Gebirgsstreichen und trennt nicht Gebiete verschieden-fazieller Entwicklung. Zur genetischen Deutung ihrer Vergenzverhältnisse muß der Verlauf des Vergenzscheitels im östlichen Hunsrück herangezogen werden.

S. KIENOW (1934) konnte dort durch tektonische Kartierung mehrerer Querprofile drei Fächerzonen nachweisen:

Fächer von Traben—Leideneck
Fächer nördlich Simmern
Fächer des Binger Waldes.

Diese drei Fächerzonen sind in sich gestaffelt und müssen konsequenterweise zu einem einzigen, winklig zum Gebirgsstreichen verlaufenden Vergenzfächer verbunden werden mit etwa folgender Grenzführung (Abb. 11):

1 km südöstlich Traben—Altlay — zwischen Löffelscheid und Rödelshausen — Südwestausgang Neuerkirch—Mörschbach—Rheinböllen—Dichtelbach—Gr. Rheinberg nordwestlich Bingerbrück.

Das Gebiet der Südvergenz ist also im Mittelrheintal auf die südlichen Teile des Taunuskammes beschränkt, während es im Hunsrück und Taunus mit wachsender Entfernung vom Rheintal weiter nach Norden vorgreift.

Daraus kann geschlossen werden, daß die stabile Masse im Süden sich bei ihrer Annäherung an das Rheinische Schiefergebirge in der Zone des Mittelrheintals weniger stark gesenkt hat als im Hunsrück und Taunus; daher konnte sich im Rheintal wegen der relativen Hochlage des stabilen Widerlagers nur in geringem Maße eine Südvergenz ausbilden. Der Taunusquarzit geriet in unmittelbare Nähe der nach Norden unterschiebenden stabilen Masse und zeigt die von S. KIENOW (1934) beschriebene intensive, nach Norden gerichtete Schuppentektonik. Auch in den vom Mittelrheintal entfernten Gebieten des Hunsrücks und Taunus wurde der starre Taunusquarzit noch von dem stabilen Widerlager nach Norden bewegt, wie die an vielen Stellen nachgewiesene Aufschiebung des Taunusquarzits auf die ihm nördlich vorgelagerten Teile des Hunsrücks und Taunus beweist. Eine Schuppenstruktur in der Größenordnung, wie sie im Mittelrheinprofil bekannt wurde, liegt dort aber nicht mehr vor. Diese nach Norden gerichtete Aufschiebung erfaßt aber auch Teile des Taunusquarzits mit nach Süden gerichteter Vergenz. Diese mechanische Gegensätzlichkeit erklärt sich aus dem eigentektonischen Verhalten des starren Taunusquarzits in der Nähe des Widerlagers gegenüber den in seiner regionalen Position herrschenden Vergenzverhältnissen, die die Lage seiner Faltenachsebenen bestimmen. Die Aufschiebungsfläche des Taunusquarzits beeinflußt also nicht, wie S. KIENOW (1934) behauptet, die Lage der nördlich anschließenden Schiefer; vielmehr ist die Lage der Aufschiebungsflächen und der Schieferung im Mittelrheinprofil südöstlich Lorch die Folgerscheinung einer gemeinsamen Ursächlichkeit, nämlich einer dort besonders stark ausgeprägten, diesen beiden Vorgängen übergeordneten Ausweich-tendenz nach Norden.

Es bildete sich also im Untergrund der Geosynklinalfüllung spätestens während der varistischen Gebirgsbildung auf der Mittelrheintal-Linie eine Gewölbezone heraus, die möglicherweise gleichzeitig oder auch erst in post-varistischer Zeit ihre Wölbungstendenz in die darüberliegenden mobilen Schichtfolgen projiziert haben kann. Die Vermutung, daß die Faltenachsen im Mittelrheintal in einem Achsialgewölbe angeordnet sind, wird durch den eigentümlichen Verlauf des Vergenzscheitels im Südteil des Rheinischen Schiefergebirges wesentlich bekräftigt.

Der Vorstellung einer im Streichen differenzierten Vertikalbewegung eines Widerlagers, das die mobile Zone des Rheinischen Schiefergebirges von Süden her unterschiebt, läßt sich auch das Verhalten des Vergenzscheitels im Bereich der Idsteiner Senke unterordnen. Das eigentümliche Zurückspringen des Vergenzfächers nach Süden im Osttaunus läßt darauf schließen, daß die Absenkung der südlichen stabilen Masse östlich einer im Bereich der heutigen Idsteiner Senke liegenden Bruchzone bei der Faltung langsamer vor sich ging als westlich davon. In gleichem Maße stieg aber auch die nördlich vorgelagerte mobile Zone des Osttaunus gegenüber der des Westtaunus langsamer auf,

blieb also gegenüber letzterer in der Höhenlage zurück. Damit bestätigt sich die bei der genetischen Deutung der Vergenzverhältnisse der Idsteiner Senke postulierte relative Senkung des Osttaunus gegenüber dem Westtaunus.

Eine Deutung des fast westöstlichen Verlaufs des Vergenzfächers im Osttaunus ist nicht möglich, da sein weiterer Verlauf in der Hessischen Senke durch überlagernde postvaristische Sedimente der Beobachtung entzogen ist.

Das nordvergente Gebiet, das sich an den im Südtaunus beschriebenen Vergenzfächer nordwestlich anschließt, findet an dem von S. KIENOW (1934) kartierten Vergenzmeiler Alf—Oberlahnstein seine nordwestliche Begrenzung. Weiter nordwestlich herrscht wieder Südvergenz. Örtlich ausgebildete Zonen der Schieferungsverteilung, die die großräumige Anordnung der Schieferungs- und Faltenachsebenen noch weiter gliedern, sind auf Ausweichbewegungen sekundärer Natur an kompetenten Partien der mobilen Zone zurückzuführen. So bringt S. KIENOW (1934) die Kirchberger Schieferungsverteilung mit dem nach Nordosten abtauchenden Taunusquarzitsattel des Idarwaldes in Beziehung. F. K. NÖRING (1939) sieht in dieser Verteilungszone die Verbindung des Taunusquarzitsattels von Katzenelnbogen, des Lorelei-Sattels und des Idarwald-Sattels. Die von S. KIENOW (1934) im Profil Kaub—Bacharach nachgewiesene Schieferungsverteilung hängt vermutlich mit der Sattelstellung des Sauerthaler und Lorchhausener Horizonts (A. FUCHS, 1915) zusammen¹. Ebenso scheint der Schieferungsmeiler im Vordertaunus (Bremthal—Schneidhain) die breite Aufsattelung einer kompetenten Schichtserie im Untergrund widerzuspiegeln und die Vorstellung W. BIERTHERS (1951) von einer Sattelstellung des sogenannten Vordevons im Vordertaunus zu stützen; denn im Gebiet von Lorsbach fallen die Schieferungsflächen der Phyllite wieder steil nach Nordwesten ein (nach mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. W. BIERTHER) und lenken so wieder in die für die Tektonik des Taunus-Südrandes so typische Südvergenz ein.

3. Schubklüftung

Für die Gebiete des Südtaunus und des Mittelrheins stehen außer den eigenen Aufnahmen an Schubklüftungsmessungen nur die Aufnahmen von S. KIENOW (1934) beiderseits des Mittelrheins zur Verfügung. Danach wird der größte Teil des Taunus von nordwestfallender Schubklüftung beherrscht. S. KIENOW (1934) konnte aus dem Hunsrück (Gegend von Trarbach) eine Fächerzone bis in das Mittelrheintal bei Bad Salzig feststellen (Abb. 11). Diese liegt im Gebirgsstreichen; die Aufwölbung der stabilen Masse über dem Mittelrheintal hatte also auf den Verlauf dieser Fächerzone keinen

¹ Die Sattelstellung der nordöstlichen Fortsetzung des Sauerthaler Horizontes auf Blatt Bad Schwalbach konnte an der Frankenger Mühle (dort als Bornicher Horizont kartiert) entgegen der von A. FUCHS (1930) angenommenen Muldenstellung durch Konstruktion des Falten spiegels aus den FUCHSschen Schichtmessungen erwiesen werden (vgl. dazu auch F. K. NÖRING, 1939, S. 66).

Dieses Ergebnis ist einer in Vorbereitung befindlichen Arbeit vorweggenommen, die sich mit dem Faltenwurf, der Lagerung und den Faziesverhältnissen im Südtaunus befaßt. Die Methodik der Falten Spiegelkonstruktion wird dort eingehend behandelt.

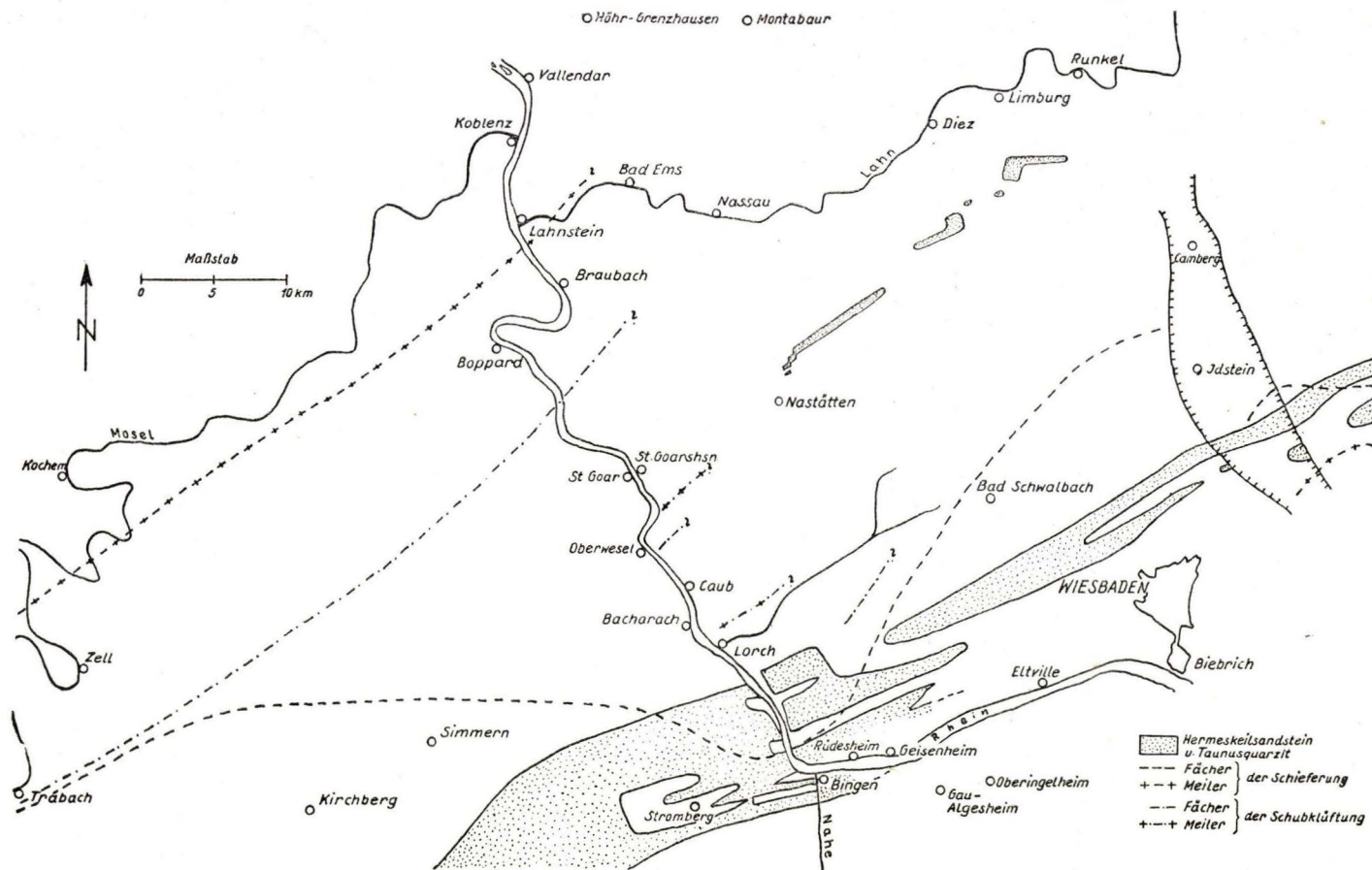


Abb. 11. Verlauf der Scheitelungslinien der Schieferung und Schubklüftung im Bereich des Mittelrheintales

Einfluß mehr. Dagegen wird das monotone Bild der über weite Flächen des Taunus nach Nordwest fallenden Schubklüftung durch Meilerzonen belebt, die an den Loreleisattel und an den Sauerthaler und Lorchhausener Horizont bei Lorch gebunden sind. Die Überleitung in die für den Taunus normalen nordwestfallenden Schubklüftungslagen bildet je eine Fächerzone, die die beiden Schubklüftungsmeiler in einiger Entfernung im Südosten begleitet (Abb. 11).

Über die Anordnung der Schubklüftungsflächen zwischen dem eigenen Arbeitsgebiet und dem von S. KIENOW macht J. ALBERMANN in seinen nur unvollständig erhaltenen Aufzeichnungen einige Angaben. Sie seien hier zitiert:

„... bei der Begehung des Geländes fand ich, daß die von KIENOW linksrheinisch nachgewiesenen Achsen der Schubklüftung sich weiter in das Gebiet des Taunus hinein verfolgen lassen. Eine solche Achse verläuft von Preßberg in nordöstlicher Richtung durch das Wispertal auf Hohenstein im Aartal zu, eine zweite setzt etwa 6 km nördlich von dieser auf, erreicht aber das Profil des Aartales nicht.“

Da aus diesen Ausführungen der Charakter dieser Achsen der Schubklüftung (Fächer oder Meiler) nicht hervorgeht und entsprechende Kartenunterlagen nicht vorhanden sind, können aus der ALBERMANNschen Arbeit keine sicheren Schlüsse über die regionale Anordnung der Schubklüftung zwischen dem eigenen Arbeitsgebiet und dem von KIENOW gezogen werden. Als einziges regionaltektonisch mit einiger Sicherheit verwertbares Untersuchungsergebnis kann wohl eine Saigerstellung der Schubklüftungsflächen im Gebiet von Hohenstein angesehen werden.

III. Die magmatogenen Gangbildungen und ihre regionale Anordnung

Neben den Merkmalen der Inneren Tektonik geben die magmatogenen Gangbildungen durch die Art ihrer Ausbildung und ihrer regionalen Anordnung wichtige Hinweise auf die räumliche Ausrichtung und Wirkungsweise der sie bedingenden Tektonik.

Im Süddaunus wurden zu den verschiedensten geologischen Zeiten Spaltenräume mit magmatogenem Material gefüllt: während des Geosynkinalstadiums nahmen die Diabase und vielleicht auch die Kersantite ihre Räume im Gebirgskörper ein; es folgten im Ausgehenden der varistischen Gebirgsbildung die hydrothermalen Gangerze, vom Jungpaläozoikum bis ins Tertiär die Baryt-Quarzbildungen der großen Taunusgänge, im Jungtertiär schließlich die Basalte.

Obwohl K. GUNDLACH (1933) nachwies, daß die unterkarbonischen Diabase bereits eng an frühroge Elemente des Varistikums (z. B. Schieferung) gebunden sind, wurden die Diabase und Kersantite des Taunus nicht in den Betrachtungsgang dieser Arbeit, die doch ein tektonisches Entwicklungsbild von der varistischen Gebirgsbildung bis heute entwerfen soll, einbezogen; denn die Taunusdiabase können erst dann zu entwicklungs-tektonischen Betrachtungen herangezogen werden, wenn ihr Alter durch Spezialuntersuchungen geklärt ist.

1. Die hydrothermalen Erzgänge

Die sich im Oberflächenbild des Pliozäns und in der Verbreitung der tertiären Sedimente abzeichnenden Zonen tertiärer Senkung setzen sich aus dem westlichen Süddaunus nach Nordwesten in das Lahnggebiet fort. Dies

prägt sich besonders gut in den Unterbrechungen aus, die der Taunusquarzit-zug von Katzenelnbogen in seinem Verlauf nordöstlich Nastätten bis in das Gebiet von Mensfelden erfährt. An der Linie Stephanshausen—Nastätten verschwindet er bei Buch (nordöstlich Nastätten) endgültig in der Tiefe; bei Katzenelnbogen erfährt er an der nordwestlichen Fortsetzung der Linie Schlangenbad-Hohenstein seine erste Unterbrechung; in der nordwestlichen Verlängerung der Linie Eiserne Hand-Kettenbach wird er in seinem Verlauf im Gebiet Lohrheim-Oberneisen ein zweites Mal unterbrochen; sein östlichstes Teilstück (Taunusquarzit von Mensfelden) taucht in der Nähe der nordwestlichen Verlängerung der Idsteiner Senke südwestlich Niederbrechen unter.

Die Unterbrechung dieses Quarzit-zuges muß zu einem großen Teil schon während der varistischen Gebirgsbildung erfolgt sein, da so große Absenkungs-beträge, die zu einer Unterbrechung erforderlich sind, im Tertiär nicht zur Verfügung stehen, allenfalls aber zur Bildung von querstreichenden Graben-zonen mit einer mächtigen tertiären Sedimentfüllung hätten führen müssen, die tatsächlich nicht vorhanden sind. Die varistische Anlage dieser Senkungs-zonen, die im bisherigen Gange dieser Arbeit nur für einige von ihnen nach-gewiesen werden konnte, kann demnach für sie in ihrer Gesamtheit als ge-sichert gelten.

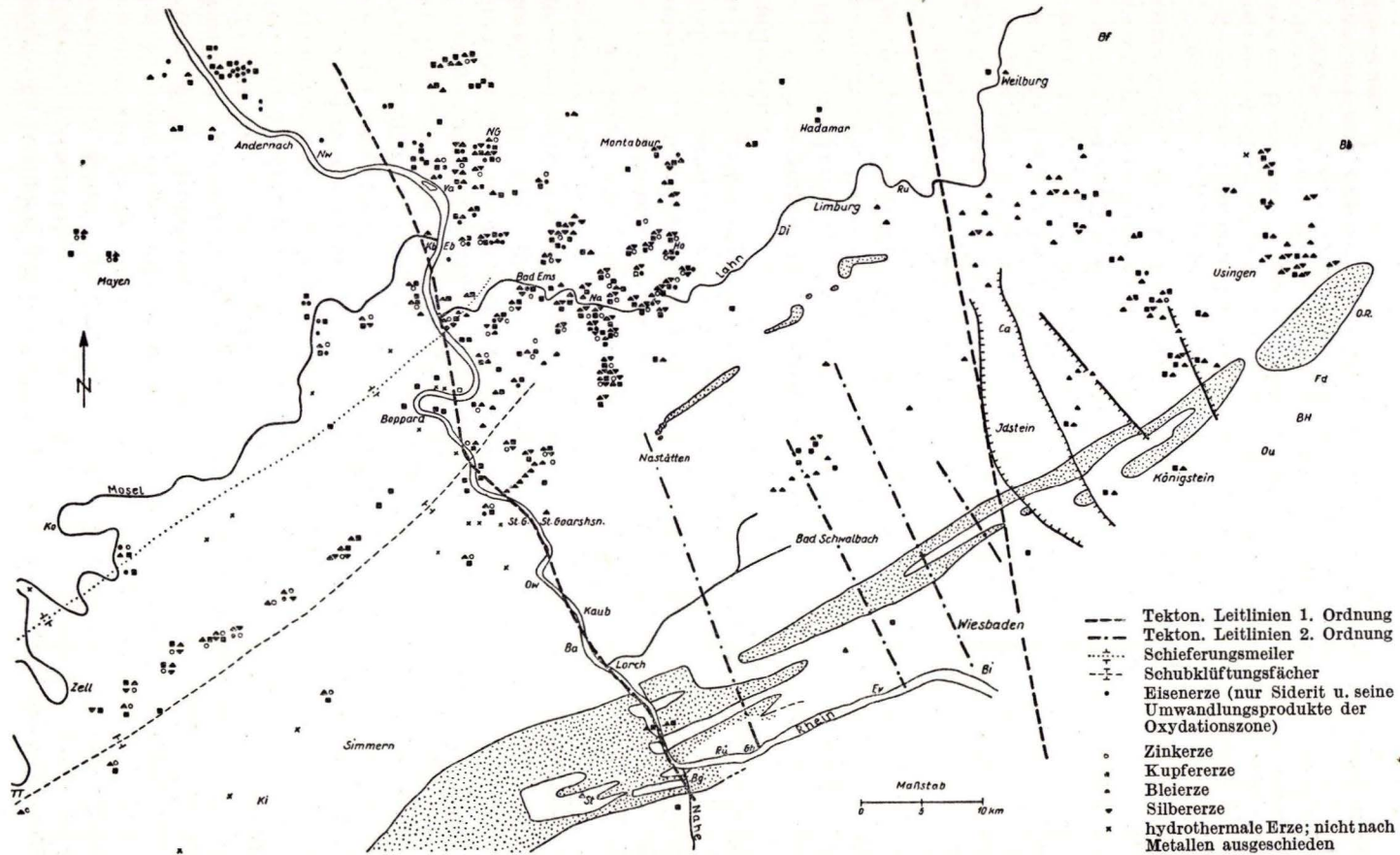
Es lohnt sich daher eine Untersuchung, ob und inwieweit diese Linien sich in der Art und der regionalen Verbreitung der hydrothermalen Front-vererzung, die nach G. KNETSCH (1939) gegen Ende der varistischen Gebirgs-bildung einsetzte, widerspiegeln. Ebenso soll geprüft werden, ob und in welcher Weise die großen Querstrukturen des Osttaunus das Vererzungsbild be-einflussen.

Die topographische Lage, die Vererzungsintensität und die Paragenese einer hydrothermalen Vererzungszone sind abhängig von der Entfernung des erzbringenden Plutons bzw. Subvulkans, der Durchgängigkeit der Förderwege und der lithologischen Beschaffenheit (Vererzungsfreundlichkeit) des Neben-gesteins.

Gerade die Durchgängigkeit der Förderwege scheint bei der hydrother-malen Vererzung des Taunus und Hunsrücks eine wichtige Rolle zu spielen; denn aus Abb. 12¹ geht hervor, daß gerade in der von S. KIENOW im Hunsrück erkannten Fächerzone der Schubklüftung der Aufstieg der Erzlösungen be-sonders begünstigt wurde. Die dort von G. EINECKE (1906) erkannte süd-westliche Fortsetzung des Holzappeler Gangzuges (Zell—Bad Salzig) schließt sich eng an diese Fächerzone an². Ebenso darf ein enger räumlicher Zusammen-hang zwischen dem Wellmicher Gangzug und seiner südwestlichen Fortsetzung

¹ Der Karte liegen die lagerstättenkundlichen Eintragungen der Blätter der geo-logischen Karte 1:25 000 und die Bergrevierbeschreibungen Coblenz I und II, Wiesbaden-Diez und Weilburg nebst Gangkarten zugrunde. Die Signaturen geben keinen Aufschluß über die Bauwürdigkeit der Vorkommen, sondern bezeichnen nur das Vorhandensein von Erzgängen bzw. eine auf gangartige hydrothermale Erze erfolgte Verleihung.

² Schon F. K. NÖRING (1938) erkannte einen engen räumlichen und genetischen Zusammenhang zwischen Häufungen gewisser Erzvorkommen im Hunsrück und der Moselachse.



52 Abb. 12. Die Verzerrung im Südteil des Rheinischen Schiefergebirges und ihre Beziehungen zu den tektonischen Leitlinien

in den Hunsrück (Norath, Altekülz, Niederkostenz, Laufersweiler) einerseits und dem Schubklüftungsmeiler (bzw. Schieferungsversteilung) des Loreleisattels und der Schieferungs- und Schubklüftungsversteilung von Kirchberg andererseits angenommen werden. Wie die Abb. 12 zeigt, liegen die Vererzungszonen nicht auf den Schubklüftungsscheiteln (also nicht in der Zone saiger stehender Schubklüftungsflächen), vielmehr fanden die Erzlösungen offenbar in einiger Entfernung von ihnen in Gebieten, in denen die Schubklüftungsflächen mit 60° bis 75° einfallen, die besten Aufstiegsbedingungen vor¹. Dagegen fällt die Vererzungslinie Bruttig (Mosel)—Lahnstein genau mit dem von S. KIENOW kartierten Schieferungsmeiler zusammen.

Auf den Mechanismus, der die optimale Öffnung der Mineralisationsspalten im Spätstadium der varistischen Gebirgsbildung bewirkte, sei hier nicht eingegangen, denn vorliegende Betrachtung der hydrothermalen Vererzung verfolgt nur den Zweck, die großregionalen Zusammenhänge zwischen dieser und den hier nachgewiesenen Strukturlinien zu erweisen. Die Konstruktion der Abb. 12 fußt daher auf der bisher vorliegenden Literatur und erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Die Klärung der Metallogene im einzelnen muß kleintektonischen Grubenkartierungen und erzmikroskopischen Untersuchungen — wie sie zur Zeit im Hunsrück im Gange sind — vorbehalten bleiben.

Die Fortsetzung der einzelnen streichenden Vererzungszonen des Hunsrücks in den Taunus und Westerwald hinein läßt vermuten, daß die Fächer- und Meilerzonen der Schieferung und Schubklüftung, die S. KIENOW bis etwa 5 km östlich des Rheins noch nachwies, sich zumindest bis zur Lahn weiterverfolgen lassen. Weiterhin darf als wahrscheinlich gelten, daß der an die Nordwestseite des Schubklüftungsmeilers des Loreleisattels (60° bis 75° NW) gebundene Wellmicher Gangzug in dem Gebiet, das sich auf der Nordwestseite des Taunusquarzituges von Katzenelnbogen anschließt, in einer Zone mit 60° bis 75° nordwestfallender Schubklüftung seine nordöstliche Fortsetzung findet. Die Erzworkommen von Geisig im Mühlbachtal, das Kupfer-Bleierzvorkommen nördlich Lollschied, die Verleihung auf Kupfererz bei Biebrich (nordwestlich Katzenelnbogen) und die beiden Bleierzvorkommen von Lindenhofhäusern östlich Limburg scheinen dieser Vermutung zu entsprechen. Sehr auffällig ist der räumliche Zusammenhang des Vererzungsgebietes von Mappershain—Hohenstein mit der von J. ALBERMANN nachgewiesenen „Achse der Schubklüftung“. Da er diese Achse als Fortsetzung des Schubklüftungsfächers von Preßberg auffaßt (was vorerst dahingestellt bleiben muß), dürfte es sich hier um eine Fächerzone handeln, die den Übergang zu einer nordwestlich anschließenden Meilerzone bildet. Letztere steht offenbar mit dem kompetenten Sattelzug des Taunusquarzits von Katzenelnbogen in Beziehung, dessen Konturen sie nachpaust. Daher mag der hier unternommene Versuch, in den Vorkommen von Strinztrinitatis und Wallrabenstein und in dem größeren Vererzungsgebiet von Oberselters—Laubuseschbach die nordöstliche Fortsetzung des Hohensteiner Erzgebietes zu erblicken, berechtigt sein.

Der genaue Nachweis der räumlichen Beziehungen zwischen Vererzung und regionaler Tektonik im Taunus und Lahngebiet, die hier nur skizzenhaft

¹ M. TEIKE (1944) konnte auf der Blei-Zinkerz-Lagerstätte von Altlay (Hunsrück) ein Einfallen der Schubklüftung von 70° bis 75° nachweisen.

angedeutet werden können, muß einer kleintektonischen Aufnahme dieser Gebiete vorbehalten bleiben.

Die Vererzungsintensität bleibt im streichenden Verlauf dieser Vererzungszone nicht konstant, sondern ist gewissen Schwankungen unterworfen. Sie steigt besonders dort an, wo die streichenden Vererzungszone von den im Westtaunus nachgewiesenen, querverrichteten Zonen tertiärer Senkung und deren nordwestlichen Fortsetzungen geschnitten werden. Dies gilt besonders für die Mittelrheintal-Linie, wo die einzelnen längsstreichenden Vererzungszone zu einem einzigen, dem Mittelrheintal folgenden Vererzungsgebiet verschmelzen, ebenso für die nordwestliche Fortsetzung der Linie Stephanshausen—Nastätten, die dem Mühlbachtal bis zur Lahn folgt und die erzfreien Gebiete zwischen Holzappeler, Wellmicher und Emser Gangzug in ihrem Bereich durch vermittelnde Erzvorkommen überbrückt. In gleichem Maße äußert sich der Einfluß der Linie Schlangenbad—Hohenstein im Vererzungsbild. Die Häufung der Erzvorkommen im Gebiet von Mappershain und Hohenstein beruht wohl auf der Kreuzung einer streichenden Zone, in der durch die steile Stellung der Schubklüftungsflächen der Aufstieg der Erzlösungen begünstigt wurde, mit der Linie Schlangenbad—Hohenstein. Weiter nordwestlich ist die hypothetische Fortsetzung des Wellmicher Gangzuges nach Nordosten gerade an der Stelle durch ein Kupfererz-Vorkommen gekennzeichnet, wo sie die nordwestliche Fortsetzung der Linie Schlangenbad—Hohenstein schneidet (nördlich Biebrich). Nördlich der Lahn äußert sich die Nordwestfortsetzung der Linie Schlangenbad—Hohenstein in einer starken Intensivierung der Vererzung des Holzappeler Gangzuges und füllt die erzfreie Lücke zwischen diesem und dem Emser Gangzug durch eine nahezu nordsüdverlaufende Vererzungszone aus, die bis nach Wirzenborn südöstlich Montabaur reicht. Die Linie Eiserne Hand—Kettenbach ist nur durch das Bleierzvorkommen von Rückerhausen gekennzeichnet. Vielleicht ist ihrer nordwestlichen Fortsetzung noch das Blei-Kupfererz-Vorkommen von Nieder-Erbach südwestlich Hadamar zuzuordnen.

Das Bleierzvorkommen von Strinztrinitatis deutet die Fortsetzung der Linie Rambach—Neuhof an, die nach diesem ergänzenden Befund nun auch aus einer leichten Einbuchtung der 400-m-Isohypse der präpliozänen Landoberfläche südöstlich Strinztrinitatis (Taf. 1) geschlossen werden darf.

Während im Hunsrück, im Westtaunus und an der unteren Lahn die im Gebirgstreichen verlaufenden Vererzungszone gegenüber den querverrichteten vererzungsfördernden tektonischen Elementen wohl wegen der dort stärker ausgeprägten Schubklüftung noch das Übergewicht haben, beherrschen im Osttaunus quer zum Gebirgstreichen gestreckte Vererzungsgebiete das Kartenbild. So ist die Vererzung im Gebiet von Friedrichsthal—Espa offensichtlich an die Randzone des Taunus gegen die Hessische Senke gebunden, deren bedeutende Funktion während der varistischen Gebirgsbildung in dem nahezu westöstlichen Verlauf des Schieferungsfächers im Osttaunus angedeutet ist. Besonders klar sind der Anspach-Hohemark-Sprung und seine nordwestliche Fortsetzung im Vererzungsbild vorgezeichnet. Diese Vererzungslinie scheint sich bis Weilburg zu erstrecken, wo sie sich mit der nach Nordosten durch-

greifenden Fortsetzung eines der Gangzüge der unteren Lahn schneidet. Die Oberemser Scheidelinie prägt sich im Vererbungsbild in den Vorkommen von Königstein und südlich Reichenbach nur schwach aus. Dagegen hat offensichtlich der alte Gewölbescheitel Ehlhalten—Niederems während der Vererbung eine tektonische Belebung erfahren, wie die Blei- und Kupfererz-vorkommen von Heftrich, Niederrod, Reinborn und am Emsbachtal unterhalb Niederems beweisen. Zur Idsteiner Senke sind das Erzgebiet von Weyer und Oberselters und die Einzelvorkommen von Wallrabenstein und Naurod zu rechnen. Die ziemlich dichte Vererbung des Gebietes von Laubuseschbach—Weyer kommt wohl dadurch zustande, daß sich hier Vererbungs-zonen verschiedenster Richtungen schneiden bzw. einander nähern. Zu diesen Zonen gehören:

- Erzzone des Anspach-Hohemark-Sprunges
- Erzzone der Oberemser Scheidelinie
- Erzzone des Gewölbescheitels Ehlhalten—Niederems
- Erzzone der Idsteiner Senke
- Nordostfortsetzung des Wellmicher Gangzuges
- Erzzone Hohenstein—Wallrabenstein.

Die Erzvorkommen am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges (Stromberg, Rümmlsheim, Rheinstein, Bacharacher Kopf, Rauenthal, Kupfererz-vorkommen im Quarzgang von Frauenstein, Naurod, Atzelberg und Königstein) lassen sich in ihrer streichenden Anordnung nur schwer dem tektonischen Bild einfügen, da Messungen der Schubklüftung, die bei den Vererbungsvorgängen eine wichtige Rolle spielt, aus dieser Zone nur spärlich vorliegen.

Das Vererbungsbild des Taunus und seiner weiteren Umgebung ist also durch längs- und quergerichtete Zonen optimalen Lösungsaufstiegs und deren räumliches Ineinandergreifen gekennzeichnet. An ihren Kreuzungsstellen ist stets eine erhöhte Vererbungsintensität zu beobachten oder zu erwarten. Da diese Stellen auch durch eine erhöhte Durchgängigkeit der Förderwege ausgezeichnet sind, müssen dort auch allgemein höher temperierte Paragenesen vorkommen. Die Bestätigung dieser Forderung muß geochemischen Spezialuntersuchungen vorbehalten bleiben.

2. Die pseudomorphen Quarzgänge

Ein wesentliches Merkmal des Taunus bilden seine großen pseudomorphen Quarzgänge. Sie durchziehen ihn quer zum Gebirgstreichen in oft kilometer-langer Erstreckung. Ihre Mächtigkeiten sind zum Teil recht erheblich und können bis zu 80 m (am Unterstrütchen bei Usingen) anwachsen. Die bedeutendsten Ganggebilde seien hier aufgezählt:

- Gang von Frauenstein bei Wiesbaden
- Gang von Naurod—Bremthal
- Gang von Vockenhausen
- Gangzug von Reichenbach—Steinfischbach
- Hirschsteinlay (Bl. Grävenwiesbach)
- Gangzug von Usingen
- Gang von Griedel bei Butzbach (Wetterau).

Über ihre geologischen und mineralogischen Erscheinungsformen liegt eine umfangreiche Literatur vor: F. SANDBERGER (1850), C. DIEFFENBACH (1853), F. SCHARFF (1856, 1877), C. KOCH (1875, 1877), R. DELKESKAMP (1900), H. SCHNEIDERHÖHN (1912, 1913, 1949), F. MICHELS (1928, 1931, 1932), J. ALBERMANN (1939), G. SOLLE (1941).

Es soll hier nur auf die Stellung dieser Ganggebilde im Bewegungsmechanismus des Südaunus eingegangen werden. Zum Studium ihrer speziellen Erscheinungsformen sei auf die oben angeführte Literatur verwiesen.

Die Gänge unterscheiden sich von den übrigen Quarzgängen, die in großer Zahl die devonischen Schichtserien des Südaunus überall durchsetzen, durch ihre außergewöhnliche Mächtigkeit und das Auftreten von pseudomorphen Quarz nach Baryt; es ging also der Ausscheidung von Quarz eine solche von Baryt voraus. Außerdem sind auch nicht-pseudomorpher Quarz (Kappenquarz), Chalzedon und Eisenkiesel wesentlich am Aufbau der Gänge beteiligt. An Nebengemengteilen treten allgemein Limonit, Psilomelan und Serizit auf. Darüber hinaus sind aus dem Frauensteiner Gang noch Kupferkies, Malachit und Baryteinsprenglinge bekannt geworden (M. GALLADÉ, 1926b). Ferner wies M. GALLADÉ echte Achatbildungen in Quarzblöcken auf dem Hagelplatz (Bl. Eltville—Heidenfahrt) nach.

Pseudomorphosenquarz, Chalzedon und Kappenquarz sind in Zonen parallel zu den Salbändern angeordnet. Häufig kann eine feine Bänderung von Chalzedon und Eisenkiesel beobachtet werden. H. SCHNEIDERHÖHN (1912, 1913, 1949), F. MICHELS (1928, 1931, 1932) und G. SOLLE (1941) deuten diese Erscheinungen übereinstimmend als das Ergebnis einer über längere Zeiträume wirksamen Zerrung des Gebirges und gelangen so zu der Vorstellung, daß die Mineralisationsspalten mehrmals aufrissen und so Raum für die Bildung neuer Baryt- bzw. Quarzgenerationen geschaffen wurde. Den Ablauf und die Reihenfolge dieser Zerrungsbewegungen erläutert G. SOLLE (1941) am Beispiel des Usinger Gangzuges und zeigt am Auftreten isolierter Nebengesteinsschollen in der Gangmasse, daß sich die Zerrungsspalten nicht nur im Gang selbst, sondern auch im Nebengestein gebildet haben. Heute noch klaffende Spalten beweisen, daß die Zerrungsbewegungen noch im Gange sind. Das Nebengestein wurde in Salbandnähe verkieselt, kaolinisiert und serizitisiert.

H. CLOOS (1939) bringt diese Zerrungsvorgänge in räumlich-genetische Beziehung zur Auftreibung des achsialen Taunusgewölbes. Dabei betrachtet er die pseudomorphen Quarzgänge als Ausfüllungen von Spalten, die sich bei der Gewölbedehnung geöffnet haben, und stützt sich dabei auf die Untersuchungsergebnisse J. ALBERMANNs, der eine fächerförmige Anordnung der Gangspalten über der Idsteiner Senke nachweisen konnte.

Da die Salbänder der Gänge nicht überall günstig aufgeschlossen und zudem in ihrer Lage örtlichen Unregelmäßigkeiten unterworfen sind, versuchte J. ALBERMANN, durch eine Vielzahl von Einfallsmessungen der parallel zu den Salbändern verlaufenden Bänderung im Rahmen einer tektonischen Kartierung im Maßstab 1:100 und 1:200 zu Mittelwerten zu gelangen.

Daraus ergeben sich für die einzelnen Ganggebilde folgende Einfallswerte:

Gang von Frauenstein bei Wiesbaden	75° NE
Gang von Naurod—Bremthal	75°—80° NE
Gang von Vockenhausen	80°—85° SW
Gangzug von Reichenbach—Steinfischbach ...	80° SW
Hirschsteinlay	80°—85° SW
Gangzug von Usingen	70°—75° SW
Gang von Griedel bei Butzbach	nicht eindeutig bestimmbar

Ein Vergleich der Einfallswerte dieser Quarzgänge mit denen der von J. ALBERMANN im Südtanunus ermittelten Faltenachsen lehrt, daß beide mehr oder weniger senkrecht aufeinander stehen. Im Arbeitsgebiet, wo zwischen Faltenachsen und Runzelachsen unterschieden wurde, läßt sich nachweisen, daß die Quarzgänge bevorzugt eine zur Runzelachse senkrechte Lage einnehmen.

Nach A. LEPLA (1924a), A. FUCHS (1927) und F. MICHELS (1928, 1931, 1932) sind die pseudomorphen Quarzgänge meist Ausfüllungen von Verwerfungsspalten; das Gebirge wurde also während der varistischen Gebirgsbildung derart durch Kluft- und Verwerfungsflächen zergliedert, daß bei der Gewölbdehnung keine neuen Spalten entstanden, sondern die Raumfrage durch Öffnen vorhandener Bruchflächen gelöst werden konnte (vgl. H. CLOOS, 1933). Da aber nur ein Teil der Querverwerfungen senkrecht zur Faltenachse steht, muß angenommen werden, daß sich während des Wölbungsvorgangs immer nur solche Verwerfungsflächen für längere Zeit öffnen konnten, die senkrecht zu den auftretenden Zugspannungen (d. h. senkrecht zur Falten- bzw. Runzelachse) standen. Die Tonversuche von H. CLOOS (1939) bestätigen dies vollkommen. Bei der Aufwölbung eines homogenen — noch nicht durch Risse vorgezeichneten — Körpers stellen sich die Zugspalten radial zur Gewölbekrümmung (im übertragenen Sinne senkrecht zum Einfallen der Falten- bzw. Runzelachsen) ein. Demnach werden in der Natur selektiv nur solche Flächen geöffnet und gefüllt, die mit den Normalenflächen maximaler Zugspannung zusammenfallen.

Da sich in ein und demselben Ganggebilde in zeitlicher Abfolge mehrere Mineralgenerationen bildeten und der achsiale Wölbungsvorgang sich über eine längere geologische Zeitspanne erstreckte, darf ein zeitlich eng umgrenztes Bildungsalter der Baryt-Quarzgänge nicht erwartet werden. F. MICHELS (1928) schließt aus dem Vorkommen von Pseudomorphosenquarz-Geröllen in den Ablagerungen der Vallendarstufe des Lahngiebets, daß die Gangfüllung vor dem Mitteloligozän schon im Gange war. Andererseits zeigt die enge räumliche Anlehnung des Gangfächers an das Runzelachsenwölbe, daß die Gangfüllung frühestens zur Zeit der Schubklüftung begonnen haben kann. Da jungpaläozoische und mesozoische Sedimente im Südtanunus bis auf das Rotliegendenvorkommen südlich Lorsbach fehlen, kann die Gangbildung auf direktem Wege nicht weiter zeitlich eingengt werden, wohl aber durch den Vergleich von Baryt-Quarzvorkommen in Nachbargebieten, in denen jüngerer Deckgebirge eine zeitliche Fixierung des Bildungsalters erleichtert.

H. SCHNEIDERHÖHN (1949) untersuchte in einem großregionalen Überblick das Hochreichen der westdeutschen Barytgänge und derer Verkieselungen ins jungpaläozoische und mesozoische Deckgebirge und konnte, gestützt auf spezielle regionale Arbeiten (Literatur bei H. SCHNEIDERHÖHN, 1949), Barytbildungen vom Oberrotliegenden bis ins Miozän nachweisen; in dieser Zeitspanne war also zumindest die Lieferung von Ba-Ionen aus der Tiefe möglich. Er beschränkt die Barytbildung während dieser Zeit auf landfeste Gebiete und Perioden ariden Klimas und kommt zu dieser Vorstellung auf Grund folgender Überlegungen:

Die verbreitete Meinung von der lateralsekretionären Herkunft des SO_4 -Ions (zum Teil auch des Ba-Ions; siehe R. BÄRTLING, 1911), das zur Bildung des Baryts erforderlich ist, kann nicht aufrechterhalten bleiben, „da nirgendwo Abhängigkeit der BaSO_4 -Bildung vom Nebengestein erkennbar ist“. Er nimmt für die Ba- und S-Komponente apomagmatische Herkunft, für die O-Komponente dagegen Deszendenz von der Landoberfläche an. BaSO_4 kann sich ausscheiden, wenn das Oxydationspotential von der Landoberfläche her einen gewissen Schwellenwert überschreitet. In Gebieten mit Meeresbedeckung ist die Bildung von BaSO_4 -Gängen, vom Sonderfall der Barytbildung durch marine Schwefelbakterien abgesehen, aus zwei Gründen nicht möglich:

1. es steht nicht genügend O zur BaSO_4 -Bildung zur Verfügung;
2. die erhöhte Cl-Ionen-Konzentration des Meerwassers verhindert die Abscheidung von BaSO_4 aus der Lösung bzw. bringt bereits abgeschiedenes BaSO_4 wieder in Lösung.

Die Barytbildung beschränkt sich demnach auf die landfesten Gebiete, in denen der atmosphärische Sauerstoff ungehindert mit dem Untergrund reagieren kann. Die Möglichkeit einer ungehinderten Diffusion des Sauerstoffes von der Landoberfläche in die Tiefe besteht aber nur in Zeiten ariden Klimas; denn in humiden Klimaperioden verhindert die hohe Konzentration von Humusstoffen und Kohlensäure an der Oberfläche die Ausbildung eines Oxydationspotentials, das zur Bildung von BaSO_4 in den Gangspalten ausreicht. Die Bildung von Barytgängen beschränkt sich somit zeitlich auf Perioden ariden Klimas, regional auf landfeste Gebiete.

Nach H. L. F. MEYER-HARRASSOWITZ (1917) und H. SCHNEIDERHÖHN (1949) sind die Barytgänge in ihrem Teufenbereich vorwiegend an alte Landoberflächen gebunden. SCHNEIDERHÖHN sieht darin eine wesentliche Bestätigung seiner Annahme, daß die Barytbildung von der deszendenten O-Komponente der Landoberfläche abhängig ist.

Die Vorstellung von der oberflächengebundenen Teufenerstreckung der Barytgänge fügt sich zwanglos in die tektonische Entwicklung des Südtanuns in prätertiärer Zeit ein.

Nach den SCHNEIDERHÖHNSchen Vorstellungen dürften die klimatischen Voraussetzungen für die Barytbildung im Taunus im Perm und Unteren Buntsandstein am günstigsten gewesen sein. Weitere, aber kürzere Perioden ariden Klimaeinschlags liegen im Oberen Buntsandstein, im Mittleren Muschelkalk, im Mittleren Keuper, im Oberen Malm, an der Wende Eozän-Oligozän und im Miozän.

Wegen der langen Einwirkungsdauer ariden Klimas auf das Rheinische Festland während des Perm und des Unteren Buntsandsteins ist zu erwarten, daß sich die Landoberfläche des ausgehenden Unteren Buntsandsteins besonders stark in den Teufen der Barytgänge und derer Verkieselungen ausgeprägt hat.

Die pseudomorphen Quarzgänge des westlichen Taunus und die unverkieselten Barytvorkommen von Kiedrich und Naurod beschränken sich auf

den Vordertaunus. Im Gebiet der jungen Heraushebung, das durch G. K. NEUMANN (1935) Hebungsachse im Taunuskammgebiet und durch M. GALLADÉS (1926a) Zugmantel-Rücken in seiner Lage umrissen ist, wurden die pseudomorphen Quarzgänge, die, eine mesozoische Landoberfläche nachzeichnend, sich ursprünglich wohl über größere Teile des Taunus erstreckten, im Mittel-oligozän gehoben, der Denudation ausgesetzt und bis unter ihren primären Teufenbereich abgetragen. Die im Miozän von Münzenberg nachgewiesene Barytisierung (A. PLANCK, 1910) konnte offenbar die miozäne Landoberfläche des Taunus nicht mehr fixieren. Entweder war im Miozän die Nachlieferung von Barytsubstanz aus dem Untergrund dort schon erlahmt, oder die weitere Heraushebung überantwortete auch die möglicherweise vorhandene miozäne Teufenzone der Abtragung. Die Abtragungsprodukte der Quarz-Barytgänge des Hebungsgebietes finden sich als Pseudomorphosenquarz-Gerölle in den Ablagerungen der Vallendarschichten (C. MORDZIOL, 1909; F. MICHELS, 1928).

Aus diesen Geröllen darf aber keinesfalls geschlossen werden, daß die Verkieselung der Barytgänge zu dieser Zeit schon vollendet war; denn der in den Gängen möglicherweise noch vorhanden gewesene unverkieselte Baryt dürfte wegen seiner geringen Transportwiderständigkeit schon nach kurzer Strecke in die Feinfraktion der fluviatilen Ablagerungen übergegangen und dadurch der direkten Beobachtung entzogen sein.

Für das Alter der Verkieselung kann nach H. SCHNEIDERHÖHN (1949) ebensowenig wie für die Barytbildung selbst ein bestimmtes Alter angegeben werden. Wie G. SOLLE (1941) am Usinger Gang zeigt, läuft die Verkieselung zeitlich noch weit über die Barytbildung hinaus. H. SCHNEIDERHÖHN (1912, 1949) leitet die Verkieselung ausschließlich aus azendenten hydrothermalen Lösungen ab, während F. MICHELS (1928, 1931, 1932) außerdem noch mit der Möglichkeit deszendenter Verkieselung von der vor- und alttertiären Landoberfläche rechnet.

Auch im Osttaunus kann ein enger Zusammenhang zwischen der Verbreitung der pseudomorphen Quarzgänge und den jungen Hebungszone beobachtet werden. Dort tritt die im Westtaunus deutlich erkennbare Hebungszone des Zugmantel-Rückens im Oberflächenbild nicht mehr auf. Dagegen scheint die über den Taunuskamm verlaufende Hebungsachse G. K. NEUMANN (1935) auch noch im Osttaunus wirksam zu sein; denn der Gangzug von Reichenbach—Steinfischbach läßt sich nach Südosten bis in die Nähe von Oberems verfolgen, verschwindet aber bei weiterer Annäherung an den Taunuskamm. Der Usinger Gangzug und die Hirschsteinlay beschränken sich auf die Usinger Gebirgskammer, ein Gebiet junger Senkungstendenz, wo sie der Abtragung entgingen (Abb. 13).

Außer den an den Gangspalten wirksamen Öffnungsvorgängen erfolgten auch noch Verschiebungen der Salbänder an der Gangmasse. So wies F. MICHELS am Gang von Frauenstein (1931) und am Gang von Naurod—Bremthal (1932) Rutschstreifen nach. Nach J. ALBERMANN kennzeichnen Hyperbelsprünge an diesen beiden Gängen den Bewegungssinn: die hangenden Teile der Gänge wurden gegen die liegenden abwärts bewegt; die Salbänder übernehmen also die Funktion von Abschiebungsflächen. In gleicher Weise konnte

J. ALBERMANN den Abschiebungscharakter der Rutschflächen des Usinger Gangzuges erweisen. Er stellte ferner fest, daß ähnliche Bewegungen an den Gängen von Naurod—Bremthal und Usingen zu Reibungsbrekzien an ihren liegenden Salbändern führten.

Diese Abschiebungen lassen sich dem achsialen Wölbungsvorgang genetisch zuordnen: Das bei der Gewölbbedehnung auftretende Raumproblem ist solange durch Spaltenfüllung allein lösbar, als die Nachlieferung hydrothermalen Füllmasse mit der Öffnungsgeschwindigkeit der Spalten Schritt halten konnte. In Zeitabschnitten, in denen der Wölbungsvorgang rascher vonstatten ging, wurde das räumliche Kompensationsdefizit der Spaltenfüllung durch Abschiebungen auf den Salbändern und im Nebengestein ausgeglichen.

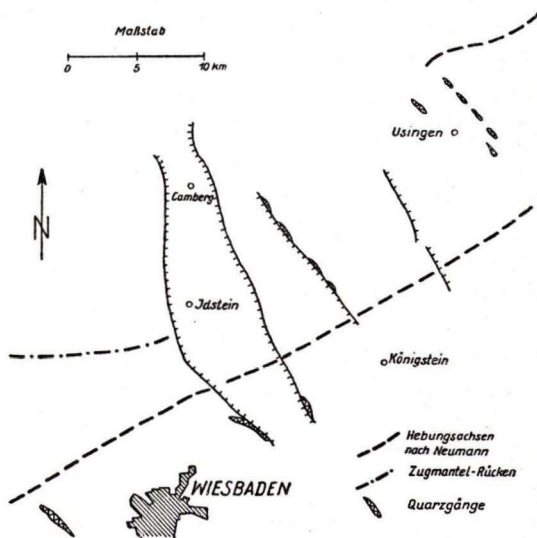


Abb. 13. Die Quarzgänge des Taunus in Abhängigkeit von den jüngeren Hebungsachsen

Über die Größe der Abschiebungsbeträge geben die Rutschstreifen und Reibungsbrekzien keine Auskunft. Sie dürften jedoch an den Gängen Naurod—Bremthal, Vockenhausen und Reichenbach—Steinfischbach bedeutend sein; denn die beiden ersteren bilden nach J. ALBERMANN und nach eigenen morphologischen Beobachtungen die Grenzflächen, an denen die Idsteiner Senke in die Tiefe gesunken ist; der letztere übernimmt die Rolle einer steilstehenden Grenzfläche, an der die Ems-Dombach-Scholle an der Feldberg-Pferdskopf-Scholle um mehr als 100 m abgeschoben ist.

3. Die Basalte

Die Basalte des Süлтаunus und ihre Tuffe sind Abkömmlinge eines theralithischen Magmas. Sie variieren in ihrem Mineralbestand um die Gesteinstypen Nephelintephrit, Nephelinbasanit und Limburgit. In der Nähe des

Rheintales leiten sie durch zunehmende Glimmerführung zu der alkalilamprophyrischen Gruppe der Camptonite und Monchiquite über.

Das genaue Alter der Taunusbasalte ist nicht bekannt; denn sie liegen nirgendwo als Deckenergüsse im Verband mit stratigraphisch bekannten Schichten, sondern stecken als abgetragene Intrusionskörper rundlichen oder gestreckten Querschnitts im paläozoischen Gebirge. Eine ungefähre Altersdatierung liefert der typologische Vergleich mit den Basalten des Westerwaldes und des Siebengebirges, denen die Taunusbasalte in großstruktureller Beziehung sehr nahe stehen. Aus ihrer ähnlichen Position im großen Wölbungsbild der Rheinischen Masse ergeben sich Förderperioden, die zeitlich nahe beieinander liegen (H. CLOOS, 1939). Da das untermiozäne Alter für die Basalte des Siebengebirges und für einen großen Teil der Westerwaldbasalte stratigraphisch gesichert ist, werden die Taunusbasalte vorbehaltlich ins Miozän gestellt.

Nach den Blättern der geologischen Karte 1:25 000 sind die Taunusbasalte in ihrer Lage an Verwerfungslinien bzw. deren hypothetische Verlängerungen gebunden. Eine größere strukturgebundene Gesetzmäßigkeit kann aber wegen ihrer dispersen Verteilung im Kartenbild vorerst nicht abgeleitet werden. Im Arbeitsgebiet gelingt lediglich der Nachweis, daß die beiden Basalte nördlich bzw. westlich Eschenhahn und die Basaltkörper an der Straße Esch—Niederems und südöstlich Dasbach in Zonen stärkster Krümmung des Runzelachsen-gewölbes aufgestiegen sind. Die Lage der Basaltvorkommen der Gegend von Eppstein und Lorsbach scheint ebenfalls mit der dort zu erwartenden stärksten Gewölbekrümmung in Beziehung zu stehen. Diese Gesetzmäßigkeit demonstrierte bereits H. CLOOS (1939) am Beispiel der Achsenabbiegung im Bereich der Eifelvulkane.

Wenn auch die großräumige Anordnung keine deutlichen Beziehungen zu den großen Strukturen des Untergrundes erkennen läßt, so geben doch die Umrisse, mit denen die Basaltgebiete im heutigen Abtragungsniveau erscheinen, wichtige Hinweise auf die Art der basaltischen Magmenförderung und die Ausrichtung der spaltenöffnenden Vorgänge des Untergrundes, die den Aufstieg der basaltischen Schmelze ermöglichten.

Die Querschnitte, mit denen die Taunusbasalte im geologischen Kartenbild erscheinen, lassen sich ihrem Umriß und ihrer räumlichen Ausrichtung nach in mehrere Erscheinungstypen aufgliedern:

- Typ A: nahezu kreisrunde Gebilde ohne deutliche Streckung in einer Richtung;
- Typ B: randlich zerlappte Gebilde ohne deutliche Streckung in einer Richtung;
- Typ C: ovale bis langgestreckte Gebilde mit mehr oder weniger deutlicher Orientierung in Richtung des Gebirgsstreichens;
- Typ D: ovale bis langgestreckte Gebilde mit Orientierung in nordsüdlicher Richtung oder quer zum Gebirgsstreichen.

Diesen vier Erscheinungstypen lassen sich jeweils folgende Basaltvorkommen zuordnen:

- Typ A: Bl. Preßberg—Rüdesheim: das Vorkommen des Hörkopfes 2 km nördlich Stephanshausen.
 Bl. Eltville—Heidenfahrt: die Vorkommen 1,5 km südsüdöstlich Obergladbach, 1,2 km nordöstlich Hausen v. d. H. (Goldener Stein).
 Bl. Bad Schwalbach: das Vorkommen 700 m nordwestlich Seitzenhahn.
 Bl. Wehen: die Vorkommen an der Alten Schanze 800 m westnordwestlich Eschenhahn und am Diebsweg 800 m südöstlich Dasbach, sowie die beiden Basalte südlich Naurod.
 Bl. Usingen—Fauerbach: das Vorkommen am Oberhoheberg 2 km nordwestlich Usingen und der Basalt zwischen Maibach und Münster.
- Typ B: Bl. Preßberg—Rüdesheim: das Vorkommen der Waldburghöhe 3 km südsüdwestlich Preßberg.
 Bl. Kettenbach: die beiden Vorkommen bei Hennethal und Strinz-margarethä.
- Typ C: Bl. Wehen: die beiden Vorkommen 600 m nördlich Eschenhahn und 1 km nordöstlich Rambach.
 Bl. Oberreifenberg: das Vorkommen an der Straße Esch—Niederems.
 Bl. Königstein: die Vorkommen am Westausgang von Eppstein, am Nordwestausgang von Kronberg und am Staufen bei Eppstein.
 Bl. Usingen—Fauerbach: das Vorkommen im oberen Vogeltal westlich des Ameisenkopfes.
- Typ D: Bl. Preßberg—Rüdesheim: die Vorkommen am Südabhang des Ameisenberges etwa 1,5 km nordnordwestlich Preßberg, am Rabenkopf 2,3 km nordwestlich Hallgarten und an der Laukenmühle 1,5 km südsüdöstlich Espenschied.
 Bl. Wehen: das Vorkommen am Hockenberg 1,6 km südlich Auringen.
 Bl. Oberreifenberg: die beiden Vorkommen südlich Treisberg.
 Bl. Grävenwiesbach: das Vorkommen 2,5 km nordwestlich Emmershausen.
 Bl. Usingen—Fauerbach: das Vorkommen westlich des Steinkopfes 2,5 km östlich Pfaffenwiesbach.

Dieser Gliederung liegen die auf den Blättern der geologischen Karte 1:25000 dargestellten basaltischen Umrißformen zugrunde. Da aber die Umrisse eines Teils dieser Basaltvorkommen nur an Hand von Lesesteinen kartiert werden konnten, haftet der Gliederung eine gewisse Unsicherheit an. Diese scheint aber nicht groß zu sein; denn die sich aus der typologischen Gliederung ergebenden regionalen Gesetzmäßigkeiten lassen, wie die Untersuchung erweisen wird, an Deutlichkeit nichts zu wünschen übrig.

Die von A. LEPPLA (1926) beschriebenen Basaltvorkommen wurden, soweit sie nicht schon auf den Blättern der geologischen Karte 1:25000 verzeichnet und ihren Umrißformen nach bekannt sind, ebenfalls in der typologischen Gliederung verarbeitet.

Die Basaltvorkommen A. LEPPLAS (1926), deren Umrisse nicht oder nur unsicher bekannt sind, wurden zwar in ihrer topographischen Lage auf Taf. 1 dargestellt, erscheinen jedoch nicht in der typologischen Gliederung der Umrißformen.

Die basaltische Magmenförderung war zum Teil mit einer intensiven Entgasung verbunden; denn es wurden im Taunus nicht nur basaltische Hohlräumfüllungen, sondern auch solche mit Basalttuff bekannt. So ist die Spalte am Südabhang des Ameisenberges außer mit Basalt auch noch mit Basalttuff gefüllt. K. SCHLOSSMACHER (1932) deutet die Nauroder Basalte wegen ihrer Einschlüsse aus dem tieferen Untergrund und ihrer kreisrunden

Querschnitte als tiefere Stockwerke von Maaren, deren röhrenförmige Zufuhrwege mit basaltischem Magma gefüllt wurden. Nach den bisher bekannten Vorkommen scheint der Extremfall der südafrikanischen „pipes“, bei denen die Entgasung so intensiv vonstatten ging, daß ein Nachsteigen ultrabasischer und basischer Schmelze ausblieb, im Taunus nicht verwirklicht zu sein. Es liegt jedoch nahe, wenigstens einen Teil der rundlichen basaltischen Querschnitte (Typ A) röhrenförmigen Entgasungskanälen zuzuordnen, in die späterhin basaltisches Magma nachgedrungen ist.

Die Basaltvorkommen mit randlich zerlapptem Querschnitt (Typ B) sind zweifellos Intrusionen schwächerer Entgasung. Offenbar war hier der Aufstiegsweg in geringerem Maße durch vorangehende Entgasungsvorgänge vorbereitet, so daß sich die Schmelze in Anlehnung an vorgezeichnete Strukturen des Nebengesteins ihren Weg nach oben bahnen mußte.

Bei den Basaltvorkommen mit Querschnitten, die im Gebirgsstreichen ausgerichtet sind (Typ C), waren die der Magmenförderung vorangehenden Entgasungsvorgänge offensichtlich überhaupt nicht an der Ausgestaltung der basaltischen Umrisse beteiligt. Hier wurde der Aufstieg der Schmelze durch die Längsstrukturen des varistischen Gebirgskörpers begünstigt; die Entgasung war offenbar hier im Vergleich zu den Vorkommen vom Typ A nur gering.

Übereinstimmend mit A. LEPPLA (1926) darf angenommen werden, daß es zur Miozänzeit im Taunus nicht zu Oberflächenergüssen gekommen ist; denn diese wären im Isohypsenbild der präpliozänen Landoberfläche mit Sicherheit nachzuweisen und auch als Deckenreste den geologischen Kartierern nicht entgangen. Dagegen dürfen örtliche Intrusionen in einen — jetzt der Abtragung anheimgefallenen — Tuffmantel als durchaus wahrscheinlich gelten.

Unter diesem Gesichtspunkt gewinnt die im Isohypsenbild der präpliozänen Landoberfläche deutlich hervortretende Heraushebung des Hörkopfes besondere Bedeutung. Die nahegelegene Spalte am Südhang des Ameisenberges mit ihrer teilweisen Tuff-Füllung gibt Raum für die Vorstellung, daß hier das miozäne Relief von einem Tuffmantel eingehüllt war, in den der Basalt des Hörkopfes möglicherweise intrudierte. Diese Vorstellung würde dessen ausgezeichnete Stellung in der präpliozänen Morphologie zwanglos erklären; denn die spätere Abtragung der Tuffdecke hätte nach dieser Deutung diesen Basalhärtling im Oberflächenbild hervorragend herauspräpariert. Es würde sich so die Parallele zu einer Oberflächengestaltung bieten, wie sie für das Siebengebirge im großen kennzeichnend ist.

Die Vermutung, daß im Westtaunus die Förderung basaltischen Magmas mit starken Entgasungserscheinungen verknüpft war, erhält eine wichtige Stütze, wenn das Verbreitungsgebiet der heutigen Kohlensäureaustritte (G. KNETSCH, 1939) in die Betrachtung einbezogen wird: Es ergibt sich, daß in diesem CO₂-Gebiet außer den quer zum Gebirgsstreichen gerichteten Basaltvorkommen (Typ D), deren vulkanotektonische Stellung später erörtert wird, ausschließlich Basaltgebilde mit nahezu kreisrundem Querschnitt (Typ A) aufsetzen. Dagegen wird dieses Gebiet von den randlich zerlappten Basaltvorkommen (Typ B) und solchen mit Streckung im Gebirgsstreichen (Typ C)

gemieden. Dieses geschlossene Verbreitungsgebiet der rundlichen Basaltgebilde (Typ A) reicht über den von G. KNETSCH (1939) kartierten Bereich austretender Kohlensäure hinaus, wie der Basalt des Hörkopfes, die Vorkommen der Alten Schanze bei Eschenhahn, am Diebsweg südöstlich Dasbach und im Naturschutzgebiet südlich Naurod beweisen.

Aus dieser räumlichen Anordnung leiten sich folgende Zusammenhänge ab:

1. Der nahezu kreisrunde Querschnitt der Basaltvorkommen vom Typ A steht mit einer starken Entgasung, die der Förderung basaltischer Schmelze voranging, in enger Beziehung.
2. Die Entgasung hat seit dem Miozän derart stark nachgelassen, daß das Gebiet austretender Kohlensäure, das nach den Erfahrungen an rezenten Beispielen im Miozän noch einen großen Hof um den Bereich röhrenförmiger Entgasungskanäle (Typ A) gebildet haben muß, heute nicht einmal mehr das Areal der miozänen Entgasungsröhren voll einnimmt.
3. Die randliche Lage der Basaltgebilde mit zerlapptem Umriß (Typ B) zum Areal der nahezu kreisrunden Basaltquerschnitte (Typ A) läßt vermuten, daß die Basalte vom Typ B den Übergang von den Basalten starker Entgasung (Typ A) zu denen geringerer Gasentwicklung (Typ C) bilden.

Wie aus der Verbreitung der Basaltvorkommen vom Typ A hervorgeht, ist der Westtaunus in der miozänen Förderperiode durch eine Zone starker Entgasung gekennzeichnet, der bis zu 3 km breite Streifen beiderseits des Taunuskammes angehören. Weitere Anzeichen starker Gasentwicklung stellen Einschlüsse des Nebengesteins dar, die in einer Reihe von Basaltvorkommen dieser Zone nachgewiesen sind. Einschlüsse von Quarz und Quarzit wurden von A. LEPLA (1926) auch in den Vorkommen am Nord- bzw. Westhang des Altkönig beobachtet. Er konnte zwar die Umrißformen dieser beiden Basaltgebilde nicht eindeutig bestimmen, doch darf nach seinen Beobachtungen eine gangartige Erstreckung im Gebirgsstreichen (Typ C), die für schwächere Entgasung kennzeichnend ist, als unwahrscheinlich gelten. Demnach läßt sich die Zone starker Entgasung über das Vorkommen südöstlich Dasbach im streichenden Verlauf des Taunuskammes bis zum Altkönig weiterverfolgen.

Die im Nordwesten und Südosten daran anschließenden Teile des westlichen Osttaunus werden — von nordsüdgerichteten Basaltvorkommen (Typ D) abgesehen — ausschließlich von Basaltgebilden eingenommen, die im Gebirgsstreichen ausgerichtet sind (Typ C); erst die Basaltvorkommen des östlichen Osttaunus tragen wieder Merkmale einer stärkeren Entgasung, wie die Basalttuff-Spalte westlich des Steinkopfes und die röhrenförmigen Basaltgebilde des Oberhoheberges und zwischen Maibach und Münster beweisen. Als einzigstes Basaltvorkommen des östlichen Osttaunus, das wahrscheinlich im Gebirgsstreichen ausgerichtet ist (Typ C), wurde der Basalt im oberen Vogeltal westlich des Ameisenkopfes bekannt.

Die basaltische Magmenförderung ist zweifellos die Folgeerscheinung von spaltenöffnenden Vorgängen im Untergrund des Gebirges. Wie das Beispiel der pseudomorphen Quarzgänge zeigt, leiten sich diese aus Zerrungsbewegungen im Gefolge der achsialen Queraufwölbung des Taunus ab. Die Zugspalten, auf denen die basaltische Schmelze ihren Weg in die oberen Krustenstockwerke nahm, müssen entsprechend der Lage der in dieser Arbeit nachgewiesenen Kulminationsscheitel in nordwest-südöstlichen bis nordsüdlichen Richtungen streichen. Diese Richtungen nehmen die — bisher noch nicht besprochenen — Basaltvorkommen vom Typ D ein.

Die Tatsache, daß dieser Basalttyp in den regional streng voneinander geschiedenen Arealen vom Typ A und C in gleicher Weise vorkommt, kennzeichnet hinreichend seine übergeordnete Stellung als Indikator der Zerrungsvorgänge im tieferen Untergrund. Während die Basalte vom Typ A bis C als aufwärtige röhrenförmige Fortsetzungen bzw. als Gebilde, die sich in höheren Stockwerken den längsgerichteten Strukturen angepaßt haben, für die Beurteilung der tieferen Zerspaltung ungeeignet sind, spiegeln gerade die Basalte vom Typ D das miozäne Zerrungsbild ausgezeichnet wider.

Es zeigt sich, daß die Basaltvorkommen vom Typ D im Osttaunus in nordsüdlichen Richtungen gestreckt sind: die Tuffspalte westlich des Steinkopfes, die Basaltvorkommen nordwestlich Emmershausen und südlich Treisberg, der Basalt am Hockenberg südlich Auringen. Im Westtaunus zeigen sie dagegen eine Orientierung in nordwest-südöstlicher Richtung: die Vorkommen am Südabhang des Ameisenberges, am Rabenkopf und an der Laukenmühle.

Diese Anordnung, die wegen der geringen Anzahl der Basaltvorkommen nur in groben Zügen in Erscheinung tritt, erhält ihre weitere Verdeutlichung, wenn man die räumliche Ausrichtung von benachbarten Basaltvorkommen der Typen A bis C, die sich mit einiger Sicherheit einer gemeinsamen Spalte im Untergrund zuordnen lassen, in die Betrachtung einbezieht.

So sind im Osttaunus die beiden Vorkommen westlich des Steinkopfes und im oberen Vogeltal nordsüdlich zueinander orientiert; die paarigen Basaltvorkommen westlich bzw. nordwestlich Eppstein sowie die beiden Basalte südlich Naurod zeigen ebenfalls nordsüdliche Ausrichtung.

Dagegen sind im Westtaunus die beiden Basaltvorkommen von Henenthal-Strinzmargarethä und die beiden Basalte nordwestlich Seitzenhahn in nordwestlicher Richtung zueinander angeordnet.

Die Ausrichtung der gestreckten Basaltvorkommen vom Typ D und die paarige Anordnung der Basalte vom Typ A bis C läßt sich zu folgendem Zerrungsbild des Taunus zusammenfügen: Der Osttaunus wird allgemein von nordsüdgerichteter Zerspaltung beherrscht; dagegen verlaufen die Basaltspalten in den östlichen Teilen des Westtaunus in nordnordwestlicher Richtung, schwenken jedoch bei Annäherung an das Mittelrheintal in die Nordwest-Richtung ein.

Bemerkenswert ist, daß die engen Beziehungen des Gebietes von Auringen und Naurod zum Osttaunus, die bereits aus der morphologischen Gliederung deutlich hervorgehen, auch in der Ausrichtung der basaltischen Strukturen

klar zum Ausdruck kommen; denn die für den Osttaunus typische Nordsüd-Orientierung der Basalte greift im Gebiet der Bucht von Auringen—Medenbach und des Kellerskopfes auf den westlichen Vordertaunus über und unterstreicht so die enge strukturelle Verwandtschaft dieser Gebietsteile mit dem Osttaunus.

Erdmagnetische Untersuchungen mit dem Ziele, die Ausrichtung der spaltenförmigen Tiefenfortsetzung der Taunusbasalte vom Typ A bis C zu ermitteln, dürften geeignet sein, das hier entworfene miozäne Zerrungsbild weiter zu vervollständigen.

IV. Der tektonische Werdegang des Südtanus

Die Bewegungsvorgänge, die sich bei der Betrachtung der Oberflächen-gestalt, der Elemente der Inneren Tektonik und der magmatogenen Gang-füllungen abzeichnen, führen — in zeitlicher Abfolge ihrer Wirksamkeit ge-ordnet — zu einem Bild des tektonischen Werdegangs im Südtanus von der varistischen Gebirgsbildung bis heute.

Die Faltung ergriff im Südtanus ein Gebiet, dessen tieferer Untergrund durch bedeutsame Linien und Grenzflächen bereits vorgezeichnet war. Eine solche Linie war schon während des Geosynklinalstadiums als eine in der Idsteiner Senke verlaufende, nord- bis nordwestgerichtete Zone starken Fazieswechsels vorhanden. Eine zweite Linie verläuft im Mittelrheintal in nordwestlicher Richtung; sie gewinnt zwar keinen bisher erkennbaren Einfluß auf die geosynklinale Sedimentation, tritt aber bei einsetzender Faltung sogleich im varistischen Bewegungsbild als Aufwölbungszone der stabilen Massen des Untergrundes in Erscheinung.

Die Zone der Idsteiner Senke und die Mittelrheintal-Linie beeinflussten in starkem Maße die Ausbildung der Vergenzen im Taunus. Die Bewegungen, die an beiden Linien während der Faltung wirksam waren, führten in der Idsteiner Senke zu einer scharfen strukturellen Trennung des vorwiegend nordvergenten Osttaunus vom Westtaunus, der über weite Flächen von Südvergenz beherrscht wird, im Mittelrheintal dagegen zu einer Beschränkung der Südvergenz auf den äußersten Südrand des Gebirges.

Im Einklang mit der in nordsüdlicher Richtung streichenden tektonischen Grenzfläche im Untergrund der Idsteiner Senke bildet sich dort im Anfangs-stadium der Gebirgsbildung ein nordsüdstreichender Gewölbescheitel der Faltenachsen heraus. Bei fortschreitender Durchbewegung wird dieses Achsial-gewölbe im Stadium der Schubklüftung umgeprägt: der Gewölbescheitel der Runzelachsen schwenkt in nordnordwestliche Richtung ein und nähert sich der quer zum Gebirgsstreichen wirksamen, überprägenden Richtung der Durchbewegung.

Die mit der Wölbung verbundene Dehnung des Gebirgskörpers führte bereits in varistischer Zeit zu grabenartigen Einbrüchen im Bereich der Idsteiner Senke, die bereits H. BECKER (1897) erkannt hatte. Die Auflösung ihres Südteils in zwei Teilsenken fällt ebenfalls in diese Zeit. Gleichzeitig erscheinen im Westtaunus mehrere quergerichtete Senkungszonen, die sich,

soweit sich die im Arbeitsgebiet gewonnenen Erkenntnisse auf größere Gebiete des Westtaunus übertragen lassen, im starren Taunusquarzit als grabenartige Einbruchszonen gegensinnigen Achsialgefälles, in den mobileren Schiefergebieten des Hintertaunus als flexurartige Verflachungen des Falten- und Runzelachsengewölbes bemerkbar machen. An diesen Einbruchszonen im Taunusquarzit konnte nachgewiesen werden, daß sie schon vor Einsetzen der Schubklüftung vorhanden und wirksam waren.

Im Osttaunus zeichnen sich die nordwestgerichteten Bruchlinien der Oberemser Scheidelinie und des Anspach-Hohemark-Sprunges, die das heutige Oberflächenbild beherrschen, bereits im hydrothermalen Vererzungsbild der ausgehenden varistischen Gebirgsbildung ab. Ob sie bereits vor Einsetzen der Schubklüftung vorhanden waren, konnte nicht erwiesen werden. Die nordwestliche Ausrichtung der Linie Rambach—Neuhof in unmittelbarer Nähe der alten Nordsüd-Struktur der Idsteiner Senke zeigt aber, daß beide Richtungen vor der Schubklüftung in enger Nachbarschaft nebeneinander tektonisch wirksam waren, sich also zeitlich und räumlich nicht gegenseitig ausschließen. Demnach darf also auch im Osttaunus mit der Möglichkeit einer älteren Anlage der Nordwest-Richtungen gerechnet werden. Die hydrothermale Vererzung spiegelt ferner die Nordsüd-Strukturen des primären Gewölbescheitels Ehlhalten—Niederems und der Randzone des Taunus gegen die Hessische Senke wider.

Das räumliche und zeitliche Nebeneinander der Nordsüd- und Nordwest-Südost-Strukturen schließt jedoch nicht aus, daß zu verschiedenen geologischen Zeiten die eine oder die andere Richtung bevorzugt aktiviert wurde. Wie das Beispiel des zur Schubklüftungszeit in nordnordwestlicher Richtung einschwenkenden Kulminationsscheitels der Idsteiner Senke zeigt, gewinnen sowohl dort als auch im Osttaunus die in nordwestlicher Richtung orientierten Strukturen gegenüber den nordsüdgerichteten Elementen, die noch die geosynklinale Sedimentation beeinflußten, mit fortschreitender Durchbewegung die Oberhand. Im Mittelrheintal scheint der Einfluß der nordsüdgerichteten Strukturen von Anfang an gering gewesen zu sein; denn dort zeichnen sich schon im Frühstadium der Gebirgsbildung nur nordwestgerichtete Strukturen ab.

Die ausschließlich in nordwestlicher Richtung streichenden pseudomorphen Quarzgänge zeigen, daß die Nordwest-Richtung, die sich gegen Ende der varistischen Gebirgsbildung im Taunus weitgehend durchgesetzt hatte, auch im Jungpaläozoikum und Mesozoikum die herrschende Richtung blieb. Erst mit der im Mitteloligozän einsetzenden Heraushebung des Rheinischen Gebirgsrumpfes lebten im Osttaunus die Nordsüd-Strukturen wieder auf. Das Zerrungsbild der miozänen Basalte zeigt recht deutlich, wie die im Osttaunus wieder zur Wirkung gelangten Nordsüd-Strukturen allmählich in die Nordwest-Richtung der Mittelrheintal-Linie einschwenken, und bestätigt somit erneut die Verkümmerng der Nordsüd-Richtung im Südteil des Mittelrheintales.

Die Oberemser Scheidelinie und der Anspach-Hohemark-Sprung spielen auch in postvaristischer Zeit als Trennungsfugen des Gebirgskörpers eine

bedeutende Rolle; obwohl sie im Gegensatz zu der im Miozän dort nachgewiesenen Nordsüd-Zerspaltung nordwest-südöstlich streichen, so gehen doch die bedeutenden Schollenbewegungen des Osttaunus, die mit der Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges seit dem Mitteloligozän und der Intensivierung der achsialen Wölbungsvorgänge im Zusammenhang stehen, bevorzugt an diesen Strukturen vor sich.

W. PANZER (1923) konnte durch Vergleich der Gipfelhöhen des Großen Feldberges und des Glaskopfes sowie der Höhenlage der ihnen nördlich vorgelagerten Verebnungsflächen, denen er Vallendar-Alter zuschreibt, eine relative Hebung der Feldberg-Pferdkopf-Scholle gegenüber der Ems-Dombach-Scholle im Taunuskammgebiet um etwa 200 m feststellen.

Besonders eindrucksvoll hat das im Tertiär neubelebte Nordsüd-Element in die morphologische und hydrographische Ausgestaltung der Idsteiner Senke eingegriffen.

Wie bereits aus der morphologischen Gliederung hervorgeht, durchquert die Idsteiner Senke in ihrer heutigen Oberflächengestalt den Taunus nicht geradlinig, sondern nimmt, besonders mit ihrem Westrand, einen bogenförmig gekrümmten Verlauf: sie streicht mit ihren südlichen Teilen zunächst nordwestlich und schwenkt weiter im Norden allmählich nach Nordnordwesten bis Norden ein. In diesem Zusammenhang zeigt der die Idsteiner Senke nach Nordwesten entwässernde Wörsbach einen höchst eigenartigen Verlauf. Er durchfließt die Teilsenke von Idstein in nordnordwestlicher Richtung und nähert sich dabei dem in nördlicher Richtung einschwenkenden Westrand der Idsteiner Senke. Er verläßt die Senke bei Wallrabenstein, durchbricht den Westtaunus und strebt, weiterhin in nordnordwestlicher Richtung fließend, dem Limburger Becken zu. In gleicher Weise bricht der den östlichen Teil der Idsteiner Senke durchfließende Emsbach weiter nördlich in nordwestlicher Richtung aus der Senke aus und vereinigt sich bei Niederbrechen mit dem Wörsbach.

Diese scheinbar regelwidrige Entwässerung läßt vermuten, daß die beiden Bäche auch heute noch einer älteren nordnordwest- bis nordwestgerichteten morphologischen Anlage folgen, die in ihrer Richtung von der heutigen Form der Idsteiner Senke abweicht. Letztere hat offenbar in ihren nördlichen Teilen erst in jüngerer Zeit eine Nordsüd-Ausrichtung erfahren.

Daß die Idsteiner Senke in der Zeit vom Jungpaläozoikum bis ins Mitteloligozän auch mit ihren nördlichen Teilen in nordnordwestlicher Richtung orientiert war, wird durch den bei Niederbrechen im Untergrund verschwindenden Taunusquarzit von Mensfelden und die Bleierzvorkommen von Wallrabenstein und Lindenholzhausen angedeutet. Auch die von C. KOCH (1880) geforderte Flußverbindung zwischen Limburger und Mainzer Becken setzt im Mitteloligozän eine nordnordwestlich orientierte Depression voraus. Diese Einsenkung kann wegen der geringen Meereshöhe des Rheinischen Gebirgsumpfes nicht groß gewesen sein. Die achsiale Aufwölbung ging offenbar bis zum Mitteloligozän so langsam vor sich, daß die Gewölbedehnung zu einem großen Teil noch durch Spaltenfüllungen von Baryt und Quarz ausgeglichen

werden konnte und nur in geringem Maße Abschiebungen im Idsteiner Graben zur Kompensation des restlichen Dehnungsbetrages erforderlich waren.

Mit der im Mitteloligozän einsetzenden Heraushebung des Gebirgsrumpfes verstärkte sich auch die achsiale Wölbungstendenz. Am größten war sie im Bereich stärkster Gewölbekrümmung, also im Vordertaunus und im Bereich der Taunuskämme. Dort erfuhr die Idsteiner Senke auch ihre erste größere postvaristische Absenkung, bei der die beiden Quarzgänge von Naurod—Bremthal und Vockenhausen gemäß der im Mitteloligozän anscheinend noch wirksamen nordwestlichen Zerspaltungstendenz als randliche Abschiebungsflächen dienten. Bei den weiteren Wölbungsvorgängen, die im Miozän mit der basaltischen Magmenförderung den Höhepunkt ihrer Intensität erreichten, griff die verstärkte Senkungstendenz des Idsteiner Grabens weiter nach Norden vor.

Es pausten sich in postmitteloligozäner Zeit aber in steigendem Maße wieder die nordnordwest- bis nordgerichteten Strukturelemente des Frühstadiums der varistischen Gebirgsbildung in den Oberbau durch, und die in gleichen Richtungen orientierte Zone geosynklinalen Fazieswechsels machte sich im Strukturbild der Idsteiner Senke wieder bemerkbar. Der weitere Ausbau der Idsteiner Grabenzone nach Norden wurde daher in postmitteloligozäner Zeit in steigendem Maße von nordsüdgerichteten Strukturen beeinflusst¹.

Demgegenüber behalten Wörs- und Emsbach ihren alten nordnordwest- bzw. nordwestlichen Verlauf bei und überwinden die sich ihnen in jüngerer Zeit entgegenstellenden nordsüdgerichteten Randstrukturen der Idsteiner Senke in Durchbruchstälern.

Im Südteil der Idsteiner Senke war die Absenkung an nordwestgerichteten Strukturen in mitteloligozäner Zeit bereits so weit fortgeschritten, daß die später wirksamen tektonischen Nordnordwest- und Nordsüd-Elemente die nordwestgerichteten Oberflächenformen nur zum Teil überprägen konnten; nur im Vordertaunus, wo die nordsüdorientierten Elemente in unmittelbarer Nähe der Strukturen des Oberrheintal-Grabens erhöhte Wirksamkeit erlangten, gelang die völlige Überwältigung der nordwest-südostgerichteten Oberflächenformen. Dort stellt sich die Gebirgsscholle von Eppstein-Lorsbach der südöstlichen Fortsetzung der Idsteiner Senke in den Weg und zwingt den Dais- und Dattenbach, die beide im Mitteloligozän die nordwest-südostgerichtete Depression der Idsteiner Senke nach Südosten entwässerten, zur Bildung steiler Erosionstäler; sie vereinigen sich bei Eppstein im Schwarzbachtal, das die Gebirgsscholle in ihrer ganzen Nordnordwest-Südsüdost-Erstreckung durchfurcht.

Unter diesem Gesichtspunkt erklärt sich auch der abnorme Verlauf des Fischbaches, der von der Hornauer Bucht in steilem Durchbruchstal in die Gebirgsscholle von

¹ Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. MICHELS folgt der Westrand der Idsteiner Senke in ihren nördlichen Teilen quer zum Gebirgsstreichen verlaufenden Brüchen, an denen er bajonettförmig überspringt und so einen nordnordwest- bis nördlichen Gesamtverlauf nimmt.

Eppstein—Lorsbach eintritt und dort dem Schwarzbach zufließt; denn er entwässerte bereits vor Vorhandensein der Gebirgsscholle das Gebiet der heutigen Hornauer Bucht zur Idsteiner Senke hin und behielt seinen Verlauf auch nach der morphologischen Umgestaltung des östlichen Vordertaunus bei.

Im Westtaunus traten nordsüdgerichtete Strukturen während der ganzen varistischen Gebirgsbildung nicht in Erscheinung; dementsprechend fehlen dort auch in postvaristischer Zeit Umprägungserscheinungen, und die quergerichteten varistischen Senkungszonen werden bis in die junge Zeit hinein von relativen Senkungsvorgängen beherrscht.

Als längsgerichtete Zone junger Hebung machte sich in der tertiären Sedimentation und der regionalen Anordnung der pseudomorphen Quarzgänge (Abb. 13) eine Achse bemerkbar, deren Wirksamkeit auch in jüngerer Zeit durch Verbiegungen pliozäner und diluvialer Terrassen im Rheintal unterhalb Bingen (K. OESTREICH, 1908/1909; D. GURLITT, 1949) erwiesen ist. Die Annahme G. K. NEUMANN'S (1935), daß diese Hebungsachse in den Taunusquarzitkämmen des Taunus und Hunsrücks seine streichende Fortsetzung finde (vgl. das Übersichtskärtchen seiner Arbeit), kann durch die regionale Anordnung der pseudomorphen Quarzgänge als bestätigt gelten.

Im Westtaunus wird diese Zone im Nordwesten noch von einer weiteren Hebungsachse, dem Zugmantel-Rücken, begleitet. Sie scheint in pliozäner und jüngerer Zeit nicht mehr wirksam gewesen zu sein; denn weder K. OESTREICH (1908/1909), noch D. GURLITT (1949) konnten in ihrer streichenden südwestlichen Verlängerung im Rheintal Unregelmäßigkeiten in der Höhenlage der Terrassen nachweisen.

Eine weitere streichende Hebungsachse bildete der die Usinger Gebirgskammer im Nordwesten begrenzende Höhenrücken (G. K. NEUMANN, 1935). Über Beginn und Dauer ihrer Wirksamkeit kann nichts Genaues ausgesagt werden.

TH. GEISEL (1937, S. 102) stellt im Usinger Becken die Entstehung der höchsten Verebnungsterrasse (III) vorbehaltlich ins Mitteloligozän, der tiefsten (I) ins Oberpliozän.

V. Das Taunusbeben vom 22. Januar 1930

Das so entworfene Bild des tektonischen Werdegangs im südlichen Taunus erhält eine wertvolle Ergänzung und Bestätigung durch die Ergebnisse des von G. GUTENBERG (1930) beschriebenen Taunusbebens vom 22. Januar 1930, das den gesamten Westtaunus erfaßte. Es zeigt, daß die quergerichteten Strukturlinien tertiärer Senkung, die sich bereits in der hydrothermalen Vererzung abzeichneten, auch bis in die Jetztzeit hinein noch tektonischen wirksam sind.

Das Beben beschränkte sich auf den Westtaunus und ergab Schütterungen bis zu Bebenstärke V. Auf Abb. 14 sind die räumlichen Beziehungen der quergerichteten tertiären Senkungszonen zum Verlauf der Isoleisten, die dem GUTENBERGSchen Bebenkärtchen entnommen sind, dargestellt.

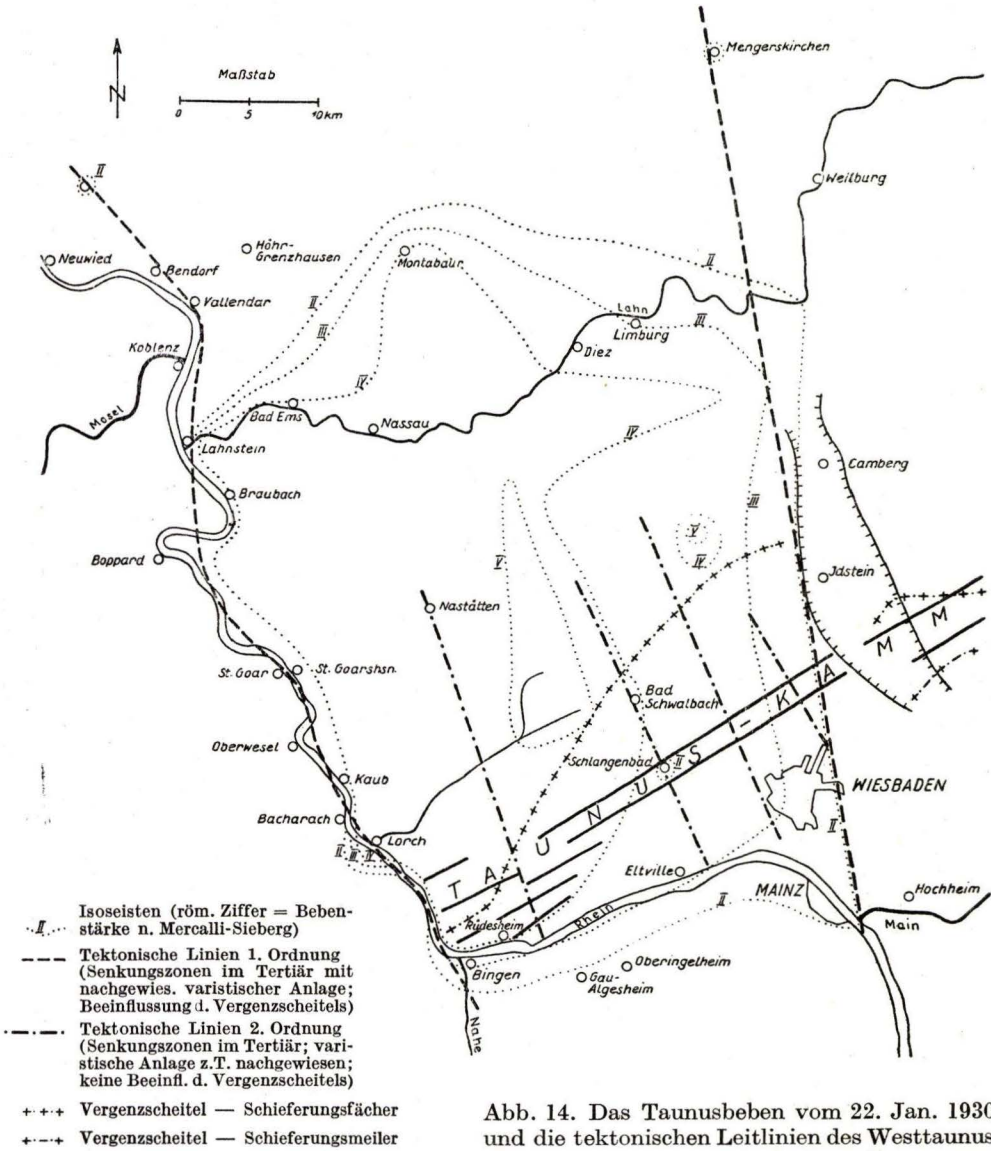


Abb. 14. Das Taunusbeben vom 22. Jan. 1930 und die tektonischen Leitlinien des Westtaunus Isoseisten nach G. Gutenberg

Es ergeben sich folgende regionale Zusammenhänge:

1. Das Beben beschränkt sich räumlich scharf auf den Westtaunus. Die Mittelrheintal-Linie und der Westrand der Idsteiner Senke, die schon während der varistischen Gebirgsbildung, zum Teil sogar schon während der geosynklinalen Sedimentation sich als bedeutende großtektonische Strukturlinien erwiesen haben, behalten auch bis zur Gegenwart ihren Charakter als scharfe Trennungsfugen des Untergrundes bei.
2. Die Schütterung nimmt in der Nähe dieser beiden bedeutsamen Strukturlinien (besonders an der Mittelrheintal-Linie) rasch ab. Die kinetische Energie des Bebens wird in Wärme- und Schallenergie¹ umgewandelt.
3. Es zeichnen sich zwei Gebiete größter Schütterung (Bebenstärke V) ab. Sie liegen:
 - a) Im Gebirgstteil zwischen den Linien Stephanshausen—Nastätten und Schlangenbad—Hohenstein, etwa im Raum zwischen Nastätten und Bad Schwalbach auf der Linie, die den Kemeler Rücken von dem in seinem Verlaufkorrigierten Oberglabbacher Rücken trennt.
 - b) Im Gebirgstteil zwischen der Linie Eiserne Hand—Kettenbach und dem Westrand der Idsteiner Senke, etwa bei Panrod in direkter Verlängerung der Linie Rambach—Neuhof.

Das Gebiet stärkster Schütterung zwischen Nastätten und Bad Schwalbach ist parallel zu den Linien Stephanshausen—Nastätten und Schlangenbad—Hohenstein gestreckt und zielt nach Nordwesten in die Gegend von Montabaur, wo die „IV-Iseseiste“ eine scharfe Ausbuchtung nach Norden erfährt.

4. Die „II-Iseseiste“ folgt dem Westrand der Idsteiner Senke im Bereich von Idstein und Camberg. Weiter nördlich nähert sie sich dem Ostrand; weiter südlich verläßt sie den Westrand und verläuft in südsüdöstlicher Richtung am Westabhang des Kellerskopfes vorbei durch das Rambachtal in gerader Richtung auf die Mainmündung zu.
5. Außerhalb des Schüttergebietes wurden örtlich bei Oberbieber und Mengerskirchen noch Bebenstärken von II bzw. III wahrgenommen. Die nordwestliche Fortsetzung der Mittelrheintal-Linie liegt also am Nordostrand des Neuwieder Beckens, die der Idsteiner Senke im Hohen Westerwald.
6. Eine Enklave niederer Schütterung (Bebenstärke II) liegt an der Kreuzungsstelle der Linie Schlangenbad—Hohenstein mit dem Taunusquarzitzug des Taunuskammes.

Das Bebenbild zeigt, daß die sich aus der Morphologie, der Tektonik und der Vererzung ergebende Gliederung in Quersegmente auch bei rezenten Schollenbewegungen ihre Gültigkeit behält.

Die Strukturlinien, die den Westtaunus gegen den Hunsrück und den Osttaunus begrenzen, zeichnen sich gegenüber den Linien seiner inneren Quergliederung dadurch aus, daß durch großtektonische Bewegungen, die an ihnen vorgingen, die Vergenzschiefer ihre besondere Ausgestaltung erfuhren; sie werden hier als tektonische Linien 1. Ordnung bezeichnet.

An den Linien der inneren Quergliederung des Taunus wurden die Vergenzschiefer in ihrem Verlauf nicht beeinflußt; sie sind tektonische Linien 2. Ordnung.

¹ Nach G. GUTENBERG (1930) wurden die stärksten Schallerscheinungen nicht in den Gebieten größter Schütterung, sondern in den Randgebieten des Bebens wahrgenommen.

Der von tektonischen Linien 1. Ordnung abgegrenzte Westtaunus verhält sich im Bebenbild gegenüber dem Hunsrück und Osttaunus als geomechanisch völlig selbständige Einheit (tektonische Einheit 1. Ordnung).

Auch die sich aus einer inneren Quergliederung ergebenden tektonischen Einheiten 2. Ordnung reagieren auf die Bebenimpulse als scharf voneinander getrennte Schollen. Die Linie Rambach—Neuhof nimmt im Bebenbild eine Sonderstellung ein; sie wirkt nicht wie die anderen Linien schütterungshemmend, sondern schütterungserzeugend; denn auf ihrer nordwestlichen Verlängerung liegt das östliche Epizentrum des Taunusbebens.

In gleicher Weise wirkt die Trennungslinie zwischen dem Obergladbacher und Kemeler Rücken schütterungserzeugend und läßt somit eine enge strukturtypologische Verwandtschaft mit der Linie Rambach—Neuhof vermuten. Eine Bestätigung dieser Annahme kann erst von einer achsentektonischen Feinuntersuchung erwartet werden. Jedenfalls scheint der von W. WAGNER (1931) beschriebene junge Gefällsknick des Rheins an der Mariannen-Aue mit dieser Trennungslinie in regionaltektonischem Zusammenhang zu stehen.

Die isoseistische Enklave von Schlangenbad erklärt sich aus der starken Schollenzerlegung des Taunusquarzits, die analog den Verhältnissen an der Eisernen Hand eine Begleiterscheinung eines grabenähnlichen Einbruchs ist. In diesem Schollenmosaik wurden die Bebenimpulse stark gebremst. Die gleiche Erscheinung muß auch im Taunusquarzit südlich Stephanshausen und an der Eisernen Hand zu beobachten gewesen sein. Da von diesen beiden Stellen aber keine makroseismischen Beobachtungen vorliegen, wurde nur die isoseistische Enklave von Schlangenbad bekannt.

Die im Oberflächenbild der Disteringer Senke deutlich hervortretende stärkere Ausprägung des Ostrandes im Norden deutet sich auch im Isoseistenbild an: die II-Isoseiste greift nördlich Camberg auf den Ostrand der Senke über. Im Südteil, wo der Westteil stärker morphologisch ausgeprägt ist, verläuft auch die II-Isoseiste auf dem Westrand.

Das Bebenbild erläutert auch zwanglos die dem westlichen Vordertaunus völlig fremdartig gegenüberstehenden Oberflächenformen des Kellerskopfes und der Bucht von Auringen—Medenbach. Die Tatsache, daß die beiden formell zum Westtaunus gehörigen morphologischen Einheiten nicht vom Beben erfaßt wurden, kennzeichnet hinreichend ihre strukturelle Zugehörigkeit zum Osttaunus und erklärt zugleich die achsiale Sonderentwicklung des Kellerskopfes.

C. Ausblick

Vorliegende Untersuchung, die sich im wesentlichen mit den quergerichteten Strukturmerkmalen des Taunus beschäftigte, erbrachte den Nachweis, daß Strukturen verschiedener Ausrichtung schon vor der varistischen Gebirgsbildung im tieferen Untergrund des Taunus angelegt sind und zu bestimmten Erdzeitperioden je nach Art der jeweiligen geomechanischen Konstellation selektiv zum Leben erweckt und im Oberbau wirksam wurden und werden.

Damit fügt sich diese Arbeit mit ihren Ergebnissen, die im regional engbegrenzten Gebiet des Südtanuns gewonnen wurden, als kleiner regional-tektonischer Beitrag dem großen strukturkonservativen Erdbild ein, das H. CLOOS (1948) entwarf. So dürfen die Zonen des Mittelrheintales und der Idsteiner Senke auf Grund ihrer hervorragenden großstrukturellen Merkmale, die sie sich von Anbeginn der varistischen Gebirgsbildung bis zum heutigen Tage bewahrt haben, als Erdnähte im CLOOSSchen Sinne gelten.

Die Untersuchungsergebnisse werfen ihrerseits wieder Fragen auf, die außerhalb der dieser Arbeit gesteckten Grenzen liegen und zu deren Beantwortung die zugrunde liegende Methodik und die Größe des untersuchten Gebietes bei weitem nicht ausreichen.

So bedarf die Frage, ob die Mittelrheintal-Linie sich schon in der faziellen Entwicklung des Hunsrücksschiefers und des Unterkoblenz ausprägt, noch einer dringenden Untersuchung.

Offen bleibt fernerhin die grundsätzliche Frage nach der tieferen Ursache der Wölbungsvorgänge. Die Entscheidung, ob letztere die Folgeerscheinungen grenzplutonischer Auftreibungen im Untergrund des Mittelrheintals und der Idsteiner Senke sind, die im Bereich der Saar-Saale-Störung am höchsten aufstiegen, muß künftigen Forschungen vorbehalten bleiben.

Zusammenfassung

Im südlichen Taunus wurden tektonische Untersuchungen angestellt mit dem Ziele, den Ablauf des tektonischen Geschehens von der varistischen Gebirgsbildung bis heute zu erfassen.

Zum Nachweis der tektonischen Ereignisse während der varistischen Gebirgsbildung wurden im Bereich der Idsteiner Senke und deren Randgebiete die Elemente der Inneren Tektonik (Achsenelemente, Schieferung, Schubklüftung) aufgenommen; die dort gewonnenen Erkenntnisse wurden zusammen mit den regionaltektonischen Untersuchungen anderer Autoren (S. KIENOW, J. ALBERMANN) zur Deutung der strukturellen Entwicklung des gesamten Südtanuns herangezogen.

Bei der Aufnahme wurde zwischen den schichtungsgebundenen Faltenachsen und den Durchbewegungsachsen der Schubklüftung, den Runzelachsen, unterschieden.

Die Aufnahme der Achsenelemente führte in diesem Raum zu folgenden Ergebnissen:

Die Intensität der Faltenachsen-Schwankung ist in den kompetenteren Serien des Taunusquarzits und Hermeskeilsandsteins bedeutend geringer als in den geringmächtigeren Quarzit- und Grauwackenlagen des Gedinne, des Hunsrücksschiefers und Unterkoblenz. Bei den Runzelachsenschwankungen ließ sich keine Abhängigkeit vom Gestein nachweisen; dort bestimmt offenbar nur der Grad der Durchbewegung die Schwankungsintensität.

Faltenachsen und Runzelachsen sind in Gewölben angeordnet, die jedoch in ihrer räumlichen Ausrichtung und dem Grad ihrer Krümmung nicht mit-

einander übereinstimmen; während der Gewölbescheitel der Runzelachsen die Mitte der Idsteiner Senke einhält, verläuft der der Faltenachsen in mehr nördlicher Richtung. In den Einzelaufschlüssen konnte fast stets ein von der Faltenachse abweichendes Einfallen der Runzelachsen festgestellt werden. Die im Spätstadium der Faltung gebildete Runzelachse greift demnach diskordant über ein bereits ausgebildetes Faltenachsen-Relief hinweg. Dies führte zur Konstruktion einer Karte der Faltenachsenlagen bei Einsetzen der Schubklüftung. Daraus ergab sich ein aus dem Südteil der Idsteiner Senke nach Norden streichender Gewölbescheitel, der erst während der Schubklüftungszeit durch die über der Idsteiner Senke wirksame Wölbungstendenz umgeprägt wurde. Der heutige Gewölbescheitel der Faltenachsen nimmt daher zwischen diesen beiden Extremlagen eine Mittelstellung ein.

Das Gebiet der Eisernen Hand ist eine quergerichtete Einbruchszone; denn dort zeigen die Faltenachsen und Runzelachsen ein dem allgemeinen Wölbungsbild gegensinniges Gefälle. Das Gefälle war nachweislich bereits vor Einsetzen der Schubklüftung vorhanden.

Gestützt auf die tektonischen Untersuchungen S. KIENOWS und J. ALBERMANNs ließ sich das im Arbeitsgebiet gewonnene Wölbungsbild der Faltenachsen auf den gesamten Südtaunus übertragen. Demnach überspannt das im Bereich der Idsteiner Senke kulminierende Achsialgewölbe den gesamten Osttaunus und den Westtaunus bis zu einer Linie etwa 10 km östlich des Rheintales. Über dem Mittelrheintal wurde eine flache achsiale Aufwölbung vermutet.

Aus den tektonischen Untersuchungsergebnissen S. KIENOWS und J. ALBERMANNs, den tektonischen Eintragungen der Taunusblätter der geologischen Karte 1:25000 und eigenen Aufnahmeergebnissen konnte ein zusammenhängendes Bild der Vergenzverteilung im südlichen Taunus gewonnen werden. Der Verlauf der Vergenzfächer läßt eine Aufwölbung des stabilen Untergrundes über dem Mittelrheintal und eine Hebung des stabilen Unterbaues des Osttaunus gegenüber dem Westtaunus an der Grenzzone der Idsteiner Senke erkennen.

Schieferungsverteilungen an der Lorelei und bei Lorch stehen mit Aufsattelungen tiefgelegener kompetenter Teile des Oberbaues (Taunusquarzit) in ursächlichem Zusammenhang. Der Schieferungsmeiler des Vordertaunus (Bremthal—Schneidhain) kann der von W. BIERTHER postulierten sattelförmigen Aufwölbung des Vordevons zugeordnet werden. Ebenso halten sich örtlich aufsetzende Meilerzonen der Schubklüftung an die Sattelzonen der Lorelei und der Gegend von Lorch. Die Intensität der Schubklüftung nimmt im Osttaunus stark ab.

Zur Verdeutlichung der jüngeren Krustenbewegungen wurde aus der heutigen Hochflächenmorphologie eine Isohypsenkarte der jetzigen Lage der präpliozänen Landoberfläche konstruiert. Sie läßt im Osttaunus eine ausgeprägte Schollenzerlegung quer zum Gebirgstreichen, im Westtaunus mehrere quergerichtete Senkungszonen erkennen. In letzteren stoßen die Ablagerungen der Vallendarstufe im Nordtaunus und des Pliozäns am Taunus-Südabfall weit nach Süden bzw. Norden vor. Die Mittelrheintal-Linie und die

Idsteiner Senke zeichnen sich im präpliozänen Isohypsenbild ebenfalls als deutliche Depressionszonen ab. Ferner zeigt sich, daß die Oberflächenformen der Idsteiner Senke in ihrem Südteil durch junge, in nordsüdlicher Richtung orientierte Schollenbewegungen umgestaltet wurden.

Die zeitliche Lücke zwischen der varistischen Gebirgsbildung und den jungen Krustenbewegungen wird durch die tektonische Stellung der magmatogenen Gangfüllungen geschlossen.

Die im Spätstadium der varistischen Gebirgsbildung entstandenen hydrothermalen Erzgänge liefern bei dieser Betrachtung den Anschluß an die varistische Dislokationsperiode.

Es konnte ein enger räumlicher Zusammenhang der längsstreichenden Vererzungen mit Schubklüftungslagen, die mit etwa 60° bis 75° einfallen, nachgewiesen werden. Auch die quergerichteten tertiären Senkungen des Westtaunus mit ihren Fortsetzungen ins Lahnggebiet und die Grenzflächen der quergerichteten jungen Schollenbewegungen des Osttaunus zeichnen sich im Vererzungsbild ab. Im Westtaunus bewirken sie auf ihren Kreuzungsstellen mit den längsgerichteten Vererzungen eine Intensivierung der Vererzung. Im Osttaunus, wo längsgerichtete Vererzungen wohl wegen der dort schwach entwickelten Schubklüftung fehlen, erfolgt die Vererzung vorzugsweise an den quergerichteten Bruchlinien. Die jungen quergerichteten Strukturlinien des Taunus waren also ausnahmslos schon während der varistischen Gebirgsbildung wirksam.

Der bereits in varistischer Zeit wirksame achsiale Wölbungsvorgang ging bis ins Mesozoikum und Tertiär weiter und fand in einem über der Idsteiner Senke angeordneten Gangfächer mit einer Füllung von verkieseltem Baryt und Quarz seinen Ausdruck. Die Quarzgänge sind bevorzugt senkrecht zum Runzelachsendgewölbe angeordnet. Die postvaristische Wölbung folgte also der Anlage der Runzelachsen.

Die Vorstellung SCHNEIDERHÖHNS und anderer Autoren von der oberflächengebundenen Teufenerstreckung der Quarz-Baryt-Gänge bestätigt sich durch deren regionale Anordnung im Taunus: die pseudomorphen Quarzgänge, die dort offenbar eine mesozoische Landoberfläche nachzeichnen, fehlen in den Gebieten junger Hebung; sie sind dort sehr wahrscheinlich schon bis unter ihren primären Teufenbereich abgetragen.

Im Rahmen dieser strukturgegeschichtlichen Betrachtung sind die Taunusbasalte wichtige Indikatoren des tektonischen Zustandes im Miozän. Im Arbeitsgebiet sind die dort aufsetzenden Basalte an Zonen stärkster Krümmung des Runzelachsendgewölbes gebunden.

Eine Gliederung der basaltischen Umrißformen ergab ein Gebiet stärkerer miozäner vulkanischer Entgasung, das den Taunuskamm mit zwei bis zu 3 km breiten Zonen beiderseits begleitet und sich aus der Gegend von Preßberg bis ins Altkönig-Gebiet verfolgen läßt. Ein zweites Entgasungsgebiet nimmt die östlichen Teile des Osttaunus ein. Die Umrißformen der Taunusbasalte außerhalb dieser beiden Gebiete zeigen keinerlei Spuren einer mit der Magmenförderung verbundenen stärkeren Entgasung.

Aus den basaltischen Umrißformen, die quer zum Gebirgsstreichen und in nordsüdlicher Richtung gestreckt sind, und der räumlichen Anordnung paariger Basaltvorkommen, die sich mit Sicherheit einer gemeinsamen Zerrungsspalte im Untergrund zuordnen lassen, läßt sich ein miozänes Zerrungsbild entwickeln.

Der Osttaunus wird bis zur Idsteiner Senke von nordsüdgerichteter Zerspaltung beherrscht. Westlich davon schwenkt diese Nordsüdrichtung allmählich in die das Mittelrheingebiet beherrschende nordwestliche Zerspaltungsrichtung ein.

Die sich aus der Untersuchung ergebenden Bewegungsvorgänge lassen sich in zeitlicher Reihenfolge ihrer Wirksamkeit ordnen und zu einem tektonischen Entwicklungsbild zusammenstellen:

Bei Einsetzen der varistischen Gebirgsbildung zeichnen sich im Mittelrheintal nordwestgerichtete, in der Idsteiner Senke und im Osttaunus nordsüdgerichtete Strukturen ab. Im Bereich der Idsteiner Senke war schon während des Geosynklinallstadiums eine nordsüdgerichtete Zone raschen Fazieswechsels vorhanden. Im Verlaufe der varistischen Durchbewegung wurden diese nordsüdgerichteten Bauelemente in der Idsteiner Senke und im Osttaunus in steigendem Maße von nordwestgerichteten Strukturen überprägt. Letztere gewinnen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum völlig die Oberhand. Erst im Jungtertiär und Diluvium projizieren sich mit wachsender Heraushebung des Gebirges die alten nordsüdgerichteten Strukturen des Untergrundes durch.

Das heutige Bewegungsbild, das durch ein Erdbeben verdeutlicht wird, zeigt, daß die alten Strukturen des Mittelrheintales und der Idsteiner Senke, die sich bereits zu Beginn der varistischen Gebirgsbildung abzeichneten, sich in der Jetztzeit im ganzen Taunus wieder durchgesetzt haben.

Schriftenverzeichnis

- ALBERMANN, J.: Zur Tektonik der Quarzgänge im Taunus und Hunsrück. Diss. Bonn 1939.
- BÄRTLING, R.: Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands. Stuttgart (Enke) 1911.
- BECKER, H.: Eine geologische Karte des Taunus. — Verh. Ges. deutsch. Naturf. u. Ärzte, 68, 2, S. 234—235, Leipzig 1897.
- BIERTHER, W.: Devon am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges bei Lorsbach. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 2, S. 15—21, Wiesbaden 1951.
- CLOOS, H.: Experimente zur Inneren Tektonik. — Cbl. Mineral. usw., 1928, B, S. 609—621, Stuttgart 1928 (1928a).
- Über antithetische Bewegungen. — Geol. Rdsch., 19, S. 246—251, Berlin 1928 (1928b).
- Künstliche Gebirge. — Natur u. Mus. 59, S. 225—243, Frankfurt a. M. 1929.

- Zur experimentellen Tektonik. Brüche und Falten. — Naturw., 19, S. 242—247, Berlin 1931.
- Zur Mechanik großer Brüche und Gräben. — Cbl. Mineral. usw., 1932, B, S. 273—286, Stuttgart 1932.
- Über Biegungsbrüche und selektive Zerlegung. — Geol. Rdsch., 24, S. 203—219, Berlin 1933.
- Hebung — Spaltung — Vulkanismus. Elemente einer geometrischen Analyse irdischer Großformen. — Geol. Rdsch., 30, S. 401—527, Stuttgart 1939.
- Grundschollen und Erdnähte. Entwurf eines konservativen Erdbildes. — Geol. Rdsch., 35, S. 133—154, Stuttgart 1948.
- CLOOS, H. & H. SCHOLTZ: Die Grundlagen des Deckenbaues im südlichen Hunsrück. — Geol. Rdsch., 21, S. 289—293, Berlin 1930.
- DAHMER, G.: Gotlandium (Mittel-Ludlow) mit *Dayia navicula* im Taunus. — Senckenbergiana, 27, S. 76—84, Frankfurt a. M. 1946.
- DELKESKAMP, R.: Schwerspatvorkommnisse in der Wetterau und Rheinhessen und ihre Entstehung, zumal in den Mangan-Erzlagerstätten. — Notizbl. Ver. Erdk., (IV) 21, S. 47—83, Darmstadt 1900.
- DIEFFENBACH, C.: Über Verdrängungspseudomorphosen von Quarz nach Schwerspat zu Griedel bei Butzbach. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilk., 3, S. 138—141, Gießen 1853.
- EINECKE, G.: Die südwestliche Fortsetzung des Holzappeler Gangzuges zwischen der Lahn und der Mosel. — Ber. Senckenberg. naturf. Ges., 36, S. 65—103, Frankfurt a. M. 1906.
- FUCHS, A.: Geol. Kte. Preußen u. benachb. deutsch. L., Erl. Bl. Oberreifenberg, Berlin 1927.
- Geol. Kte. Preußen u. benachb. deutsch. L., Erl. Bl. Bad Schwalbach, Berlin 1930.
- GALLADÉ, M.: Die Oberflächenformen des Rheintaunus und seines Abfalles zum Main und Rhein. — Jb. nass. Ver. Naturk., 78, S. 1—100, Wiesbaden 1926 (1926a).
- Kleinere Beiträge zur Taunusgeologie. — Jb. nass. Ver. Naturk., 78, S. 154—157, Wiesbaden 1926 (1926b).
- GEISEL, TH.: Das Usinger Becken und seine Randgebiete. — Jb. nass. Ver. Naturk., 84, S. 80—197, Wiesbaden 1937.
- GUNDLACH, K.: Der unterkarbonische Vulkanismus im variskischen Gebirge Mitteldeutschlands. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 157, Berlin 1933.
- GURLITT, D.: Das Mittelrheintal. Formen und Gestalt. — Forsch. deutsch. Landesk., 46, Stuttgart 1949.
- GUTENBERG, G.: Das Taunusbeben vom 22. Januar 1930. — Natur u. Mus., 60, S. 146—151, Frankfurt a. M. 1930.
- HELLMERS, J. H.: Crinoidenstielglieder als Indikatoren der Gesteinsdeformation. Diss. Bonn 1950.
- HOEPPENER, R.: Klüftung im Faltengebirge an Hand von Beispielen aus dem Rheinischen Schiefergebirge. Diss. Bonn 1949.
- KIENOW, S.: Die Innere Tektonik des Unterdevons zwischen Rhein, Mosel und Nahe. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1933, 54, S. 58—95, Berlin 1934.

- KNETSCH, G.:** Kohlensäure, Vulkane, Erzlagerstätten des Rheinischen Gebirges. — Geol. Rdsch., **30**, S. 777—789, Stuttgart 1939.
- KOCH, C.:** Über ein geglättetes Quarzfelsstück von Naurod bei Wiesbaden. — Verh. naturhist. Ver. Rhld. u. Westf., **32**, Sber., S. 110, Bonn 1875.
- Über die Ursachen der Felsglättung am Grauenstein bei Naurod. — Verh. naturhist. Ver. Rhld. u. Westf., **34**, Sber., S. 112—117, Bonn 1877.
- Geol. Kte. Preußen u. benachb. B.-St., Erl. Bl. Platte, Berlin 1880.
- LEPPLA, A.:** Geol. Kte. Preußen u. benachb. B.-St., Erl. Bl. Preßberg-Rüdesheim, Berlin 1904.
- Geol. Kte. Preußen u. benachb. B.-St., Erl. Bl. Königstein, Berlin 1924 (1924 a).
- Tektonik und Stratigraphie des Taunus im Gebiet des Blattes Wehen (Platte) nördlich Wiesbaden. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1923, **44**, S. 312—318, Berlin 1924 (1924 b).
- Beitrag zur Kenntnis der Taunusbasalte. — Mitt. Abt. Gest. usw. Unters. preuß. geol. L.-A., **1**, S. 39—48, Berlin 1926.
- MEYER-HARRASSOWITZ, H. L. F.:** Zur Kenntnis westdeutscher Schwerspatlagerstätten. — Z. prakt. Geol., **24**, S. 67—71, Berlin 1917.
- MICHELS, F.:** Zur Tektonik des südlichen Taunus. — Sber. geol. L.-A., **1**, S. 73—77, Berlin 1926.
- (mit Beiträgen von K. SCHLOSSMACHER): Geol. Kte. Preußen u. benachb. deutsch. L., Erl. Bl. Homburg v. d. Höhe — Ober-Eschbach, Berlin 1927.
- Geol. Kte. Preußen u. benachb. deutsch. L., Erl. Bl. Usingen-Fauerbach (1926), Berlin 1928.
- (mit Beiträgen von A. LEPPLA, K. SCHLOSSMACHER u. W. WAGNER): Geol. Kte. Preußen u. benachb. deutsch. L., Erl. Bl. Eltville-Heidenfahrt, Berlin 1931.
- (mit Beiträgen von K. SCHLOSSMACHER): Geol. Kte. Preußen u. benachb. deutsch. L., Erl. Bl. Wehen, Berlin 1932.
- MORDZIOL, C.:** Über das jüngere Tertiär und Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. — Jb. kgl. preuß. geol. L.-A. f. 1908, **29**, I, S. 348—430, Berlin 1909.
- Beiträge zur „Fluvial-Stratigraphie“. Nr. 1. Die Vallendar-Schotter als Typus eines „Primordial-Fluvials“ nebst einem Ausblick auf die tertiäre Geschichte des Rheinischen Schiefergebirges. — Senckenbergiana, **18**, S. 283—287, Frankfurt a.M. 1936.
- NEUMANN, G. K.:** Zum Problem der Großfaltung im Rheinischen Schiefergebirge. — Z. Ges. Erdk., 1935, S. 321—353, Berlin 1935.
- NÖRING, F. K.:** Die Blei-Zinkerz-Gänge des Hunsrücks. — Z. deutsch. geol. Ges., **90**, S. 412, Berlin 1938.
- Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **192**, Berlin 1939.
- OESTREICH, K.:** Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges. — Petermanns Mitt., **54**, S. 73—78, Gotha 1908, **55**, S. 57—62, Gotha 1909.
- PANZER, W.:** Studien zur Oberflächengestalt des östlichen Taunus. — Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br., **23**, 2, S. 1—48, Freiburg i. Br. 1923.
- PLANCK, A.:** Petrographische Studien über tertiäre Sandsteine und Quarzite. — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilk., N. F. **4**, S. 5—43, Gießen 1910.

- RICHTER, R. & E.: Versteinerungen in der Taunusphyllit-Reihe des östlichen Taunus. — *Senckenbergiana*, 7, S. 244—247, Frankfurt a. M. 1925.
- SANDBERGER, F.: Über die geognostische Zusammensetzung der Umgegend von Wiesbaden. — *Jb. Ver. Naturk. Hzgt. Nassau*, 6, S. 1—27, Wiesbaden 1850.
- SANDER, B.: Gefügekunde der Gesteine. Wien (Springer) 1930.
- Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. I. Teil: Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. Wien und Innsbruck (Springer) 1948.
- SCHARFF, F.: Die Quarzgänge des Taunus. — *Notizbl. Ver. Erdk.*, 2, 39, S. 115—117, 40, S. 123—126, Darmstadt 1856.
- Die Glättung der grauen Steine bei Naurod. — *Ber. senckenberg. naturf. Ges.*, 1876—1877, S. 72—75, Frankfurt a. M. 1877.
- SCHENK, E.: Die Tektonik der mitteldevonischen Kalkmuldenzone in der Eifel. — *Jb. preuß. geol. L.-A. f.* 1937, 58, S. 1—36, Berlin 1938.
- SCHLOSSMACHER, K.: siehe MICHELS, F. (1932).
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Pseudomorphe Quarzgänge und Kappenquarze von Usingen und Niedernhausen im Taunus. — *N. Jb. Mineral. usw.*, 1912, II, S. 1—32, Stuttgart 1912.
- Die hydatogenen Quarzgänge des Taunus. — *Jber. oberrhein. geol. Ver.*, N. F. 3, 1, S. 29—30, Stuttgart 1913.
- Schwerspatgänge und pseudomorphe Quarzgänge in Westdeutschland. — *N. Jb. Mineral. usw.*, 1949, A, S. 191—202, Stuttgart 1949.
- SCHOLTZ, H.: Das varistische Bewegungsbild, entwickelt aus der inneren Tektonik eines Profils von der Böhmischem Masse bis zum Massiv von Brabant. — *Fortschr. Geol. u. Paläontol.*, 8, 25, S. 235—316, Berlin 1930.
- SHOU-CHANG, CH.: Zur Lage der Faltenachsen im Rheinischen Gebirge. — *Geol. Rdsch.*, 31, S. 208—226, Stuttgart 1940.
- SINDOWSKI, K.-H.: Über die Altersstellung des niederrheinischen Tertiärs (Sannois bis Helvet). — *Zbl. Mineral. usw.*, 1939, B, S. 391—397, Stuttgart 1939 (1939a).
- Studien zur Stratigraphie und Paläogeographie des Tertiärs der südlichen Niederrheinischen Bucht. Faziesprobleme der mitteleuropäischen Tertiärmeere Nr. 7. — *N. Jb. Mineral. usw.*, 82, B, S. 415—484, Stuttgart 1939 (1939b).
- SOLLE, G.: Die Usinger Klippen. — *Natur u. Volk*, 71, S. 19—29, Frankfurt a. M. 1941.
- Die Hunsrückschiefer und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. — *Geol. Rdsch.*, 37, S. 108, Stuttgart 1949.
- Obere Siegerner Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. — *Geol. Jb.*, 65, S. 299—380, Hannover/Celle 1951.
- TEIKE, M.: Über durch Schubklüftung verursachte Stauchung und Aufblätterung von Schiefen und eine daran geknüpfte Erzlagerstätte bei Altlay (Hunsrück). — *Jb. Reichsamt Bodenforsch. f.* 1942, 63, S. 413—423, Berlin 1944.
- WAGNER, W.: siehe MICHELS, F. (1931).

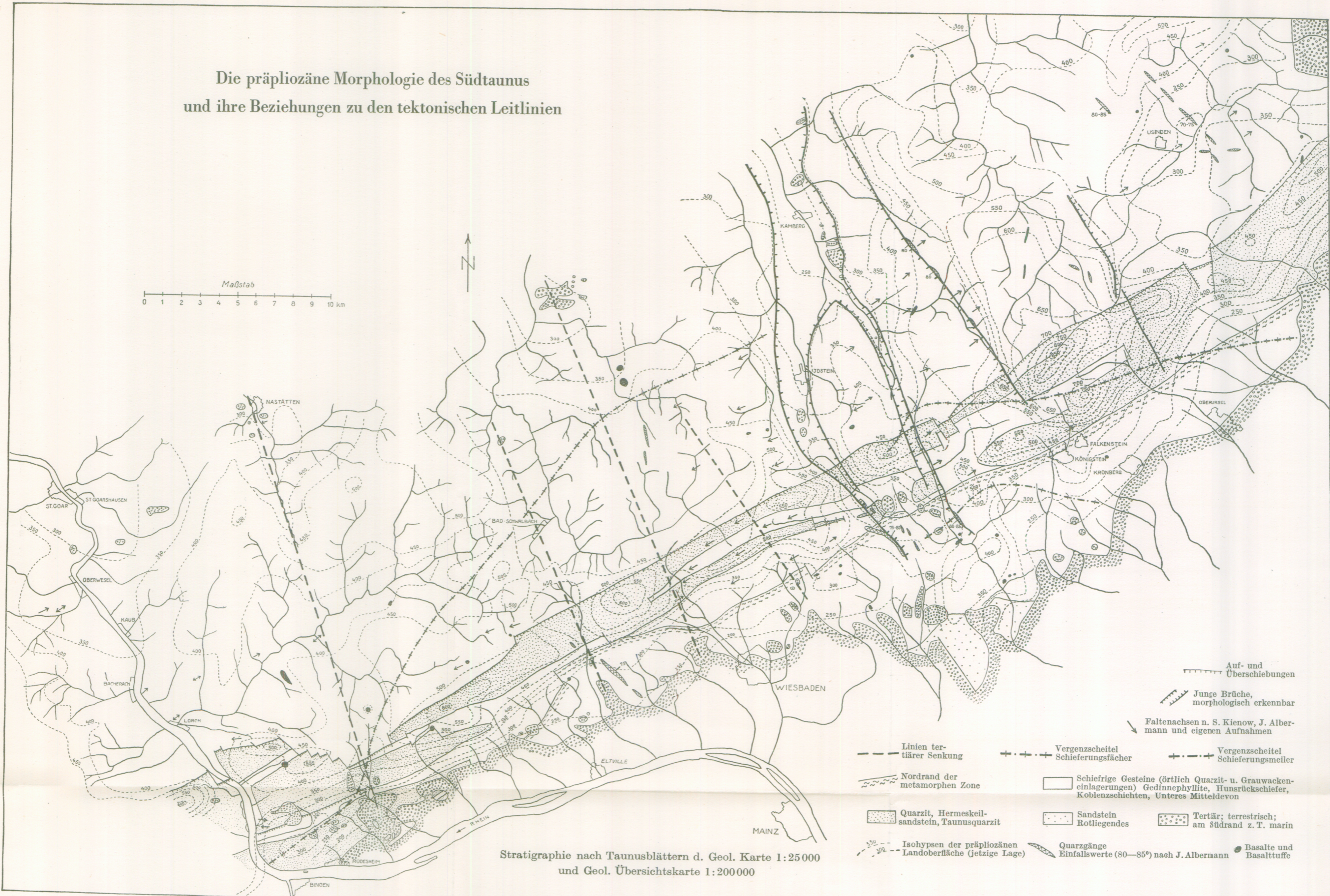
Beschreibung und Karten der Bergreviere Weilburg (1879), Coblenz I (1883), Coblenz II (1884) und Wiesbaden-Diez (1893).

Karten

- FUCHS, A.: Geologische Übersichtskarte der Loreleigegend (Mittelrhein) 1 : 50000. — Kgl. preuß. geol. L.-A., Berlin 1915.
- EBERT, A.: Geologische Karte 1 : 25000, Bl. Idstein (unveröffentlichtes Manuskriptblatt). — Arch. hess. L.-Amt Bodenforsch. Wiesbaden.
- MICHELS, F.: Geologische Karte 1 : 25000, Bl. Kettenbach (unveröffentlichtes Manuskriptblatt). — Arch. hess. L.-Amt Bodenforsch. Wiesbaden.
- NIEDERMAYER, J. & K. ZIMMERMANN: Geologische Karte 1 : 25000, Bl. Villmar (unveröffentlichte Manuskriptblätter von Teilkartierungen). — Arch. hess. L.-Amt Bodenforsch. Wiesbaden.
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25000. Sämtliche den Taunus, den südlichen Westerwald und den östlichen Hunsrück betreffende Blätter nebst Erläuterungen.
- Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1 : 200000. Blätter Koblenz und Frankfurt a. M.

Manuskript eingegangen am 24. 10. 1950

Die präpliozäne Morphologie des Südtausus und ihre Beziehungen zu den tektonischen Leitlinien



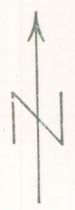
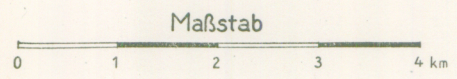
Maßstab
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 km

- Auf- und Überschiebungen
- Junge Brüche, morphologisch erkennbar
- Faltenachsen n. S. Kienow, J. Albermann und eigenen Aufnahmen
- Linien tertiärer Senkung
- Nordrand der metamorphen Zone
- Quarzit, Hermeskeil-sandstein, Taunusquarzit
- Isohypsen der präpliozänen Landoberfläche (jetzige Lage)
- Vergenzschieferungsfächer
- Vergenzschieferungsmieller
- Schieferige Gesteine (örtlich Quarzit- u. Grauwackeneinlagerungen) Gedinnephyllite, Hunsrückschiefer, Koblenzschichten, Unteres Mitteldevon
- Sandstein Rotliegendes
- Tertär; terrestrisch; am Südrand z. T. marin
- Quarzgänge Einfallswerte (80—85°) nach J. Albermann
- Basalte und Basalttuffe

Stratigraphie nach Taunusblättern d. Geol. Karte 1:25000
und Geol. Übersichtskarte 1:200000

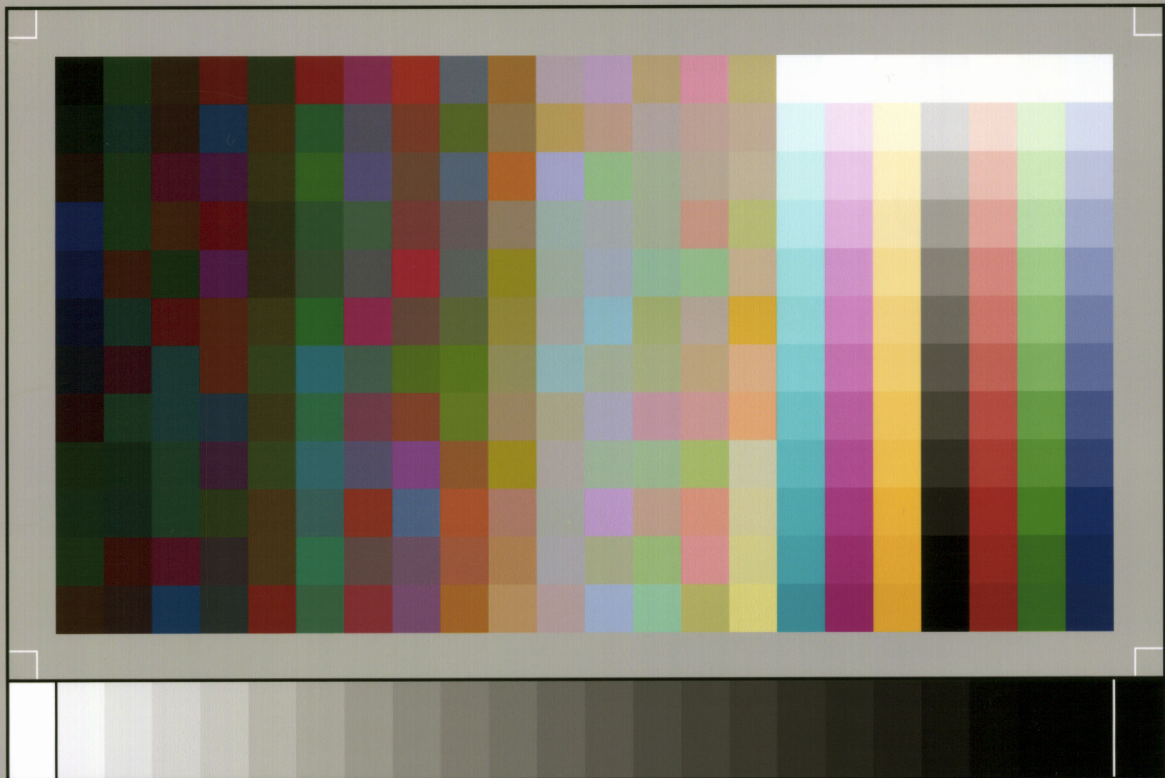
Tektonische Übersichtskarte des Südtails der Idsteiner Senke Faltenachsen—Runzelachsen

Aufgenommen und gezeichnet 1949/1950 von K. Kubella



- Querverwerfungen und Überschiebungen
- Junge Störungen, morphologisch erkennbar
- Runzelachsen
- Faltenachsen
- Nordrand der metamorphen Zone
- Schieferige Gesteine (örtl. m. Quarzit- u. Grauwackeneinlagerung)
Unterkoblenzstufe, Hunsrücksschiefer, Gedinnephyllite
- Quarzitische Gesteine, Taunusquarzit, Hermeskeilsandstein
- Tertiäre Sande und Kiese
- Quarzgänge, Einfallswerte (80—85°)
nach J. Albermann
- Diabase und Keranitite
- Basalt

Stratigraphie nach Geol. Karte 1:25 000
Blätter: Wehen, Königstein, Oberreifenberg u. Idstein (Ebert 1932; unveröffentlicht)
Quartär abgedeckt nach eigener Auffassung.



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0