

Zum Bau der Ruitelspitzen (Lechtaler Alpen)

VON OTTO REITHOFER

Die älteste Angabe über das Gebiet der Ruitelspitzen findet sich bei F. v. RICHTHOFEN (1861/62, S. 122), der anführt, daß sich der Dolomit von O her gabelt, indem er im Madautale mit einem breiten, aber schnell auskeilenden Zweig in die Zone der Allgäuschichten hineingreift. Madau (S. 123) liegt in der südlichen, bald auskeilenden Abzweigung dieses Schichtzuges.

Das erste Profil durch die Ruitelspitzen findet sich im geologischen Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee von O. AMPFERER und W. HAMMER (1911). Dieser Arbeit ist auch ein kleines O—W-verlaufendes Profil durch diese Spitzen beigegeben, das das Hinabtauchen des Hauptdolomits gegen W und seine Unterlagerung durch Oberkreide erkennen läßt (S. 557). Von einem etwas gewölbeförmigen Hinabtauchen, wie aus dem Profil zu schließen wäre, kann aber nicht die Rede sein, da der Hauptdolomit im Bereich der Ruitelspitzen mindestens die doppelte Mächtigkeit gegenüber der im O—W-Profil angegebenen besitzt. Dies ergibt sich aus dem NS-Profil, an dessen Richtigkeit an dieser Stelle nicht zu zweifeln ist. Nach den Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen (AMPFERER 1932 und 1913, S. 16, 1944, S. 70/71) verläuft die Grenze der Inntaldecke gegen die Lechtaldecke als eine steilstehende Schubfläche vom Fernpaßtal bis zur Westseite der Ruitelspitzen ziemlich gerade in ostwestlicher Richtung. Am Eingang ins Madautal biegt der Schubrand plötzlich scharf gegen S ab und weicht dann gegen O zurück, „wobei er das sehr interessante Fenster von Madau öffnet“. Tatsächlich kann hier aber nur von einem Halbfenster gesprochen werden, wie auch R. SCHÖNENBERG (1953, S. 67) bemerkt.

Der Querschnitt durch die Ruitelspitzen von O. AMPFERER aus dem Jahre 1944 ist ziemlich ähnlich dem aus dem Jahre 1911, nur schließt hier nach S die sogenannte Rollfalte von Madau (AMPFERER, 1932, S. 95/96) an. Nach der geologischen Karte 1 : 25.000 (Blatt Parseier Sp.-Gruppe), die hier zweifellos richtig ist, handelt es sich am Mahd-Berg im Gegensatz zu den Profilen bei O. AMPFERER (1932 und 1944) um einen Teil des Nordflügels eines überkippten Sattels, also um keine so schöne Rollfalte wie auf den Profilen und es ist daher nicht anzunehmen, daß diese den Transport der schweren Schubmasse der Inntaldecke erleichtert hat.

Auch E. SPENGLERS Profil durch die Ruitelspitzen (1950, S. 189) hat große Ähnlichkeit mit den Profilen O. AMPFERERS, nur läßt ersterer den Hauptdolomit auf der Südseite dieser Spitzen flach gegen N einfallen. Die sattelförmige Stellung des Hauptdolomits zwischen Fleckenmergeln und Aptychenkalk in einem kleineren, mir nicht bekannten Aufschluß am Weg von Bach zur Griesblalm legt R. SCHÖNENBERG (1953, S. 74) den Schluß nahe, daß für das gesamte Massiv der Ruitelspitzen die Deutung als schwimmende Deckenscholle aufgegeben werden muß. Die steilen bzw. unter den Hauptdolomit fallenden Kontakte gegen die jüngeren Schichten dürften in ähnlicher Weise entstanden sein wie die keulenförmigen Sättel im Gebiet der Memminger Hütte. Das besagt, daß R. SCHÖNENBERG das Hauptdolomitmassiv der Ruitelspitzen als eine große autochthone Klippe auffaßt, die aus den unteren Lagen der Lechtaldecke durch die hangenden jüngeren Schichten herausgewürgt wurde, während O. AMPFERER dieses Hauptdolomitmassiv als einen Ausläufer der Inntaldecke auffaßt,

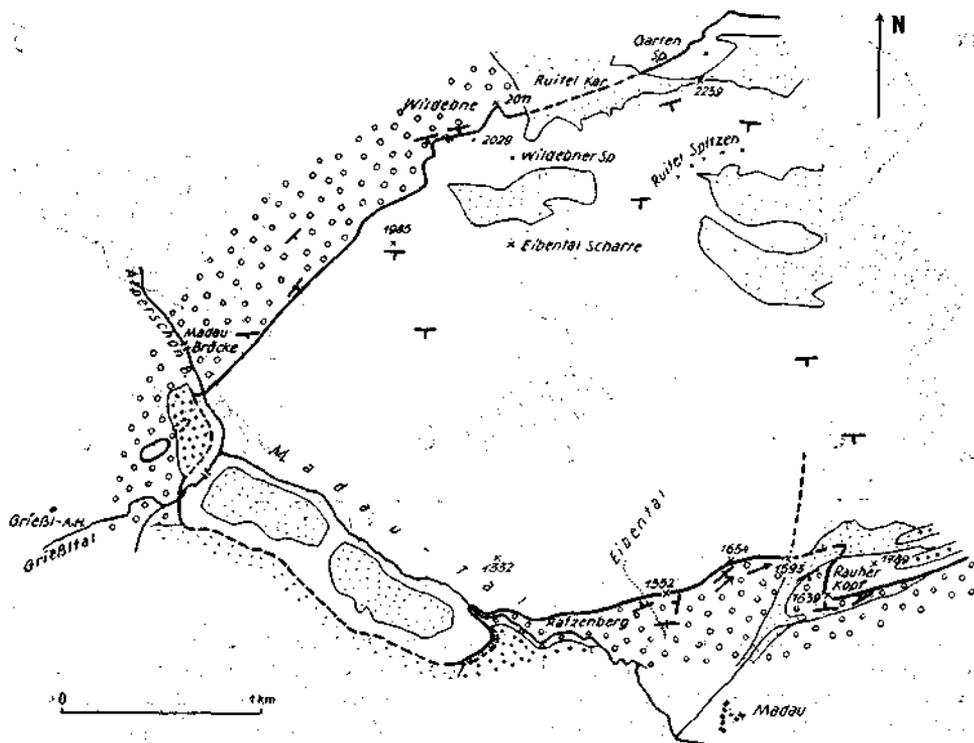


Abb. 1. Die Ruitelspitzen. Gezeichnet auf Grundlage der Karte 1:25.000, Blatt Parseierspitz-Gruppe von O. AMPFERER.

Weiß = Hauptdolomit; kleine Kreise = Aptychen-Schichten; grobe Punkte = Moränenschutt; feine Punkte = Gehängeschutt; stark ausgezogene Linie = Ausstrich der Überschiebungsfäche.

der mit steilen Kontakten in die Kreideschiefer der Lechtaler Hauptmulde eingefaltet wurde.

Im Herbst 1956 wurde die Nordgrenze des Hauptdolomits vom Alperschönbach bis N der Wildebenenspitze und seine Südgrenze vom selben Bach bis O vom Rauhen Kopf begangen. Die Nordgrenze des Hauptdolomits gegen das Cenoman verläuft auf der Westseite des Alperschönbaches nicht gegen S, wie die geologische Karte (AMPFERER, 1932) angibt, sondern gegen WNW (siehe Abb. 1), indem sie entsprechend dem Einschließen der Kreidemergel mit etwa 50° gegen S einfällt. O ober der Madauer Brücke (2 km SSO Bach) streichen die Kreidemergel in ca. 1340 m Höhe nahe der Grenze gegen den Hauptdolomit N 82° O und fallen $\pm 50^\circ$ S. In etwa 1510 m findet sich ONO derselben Brücke ein bemerkenswerter Aufschluß (siehe Abb. 2 a). Den dünngeschichteten, etwas knolligen, teilweise auch mehr linsenförmigen oder leicht welligen, hier nirgends ebenflächigen grauen Kalk- und Kalkmergellagen (s = N $22-36^\circ$ O, $40-70^\circ$ SO) ist eine dünne Lage mit Hörnsteinknauern zwischengelagert. Diese Gesteine werden an einer N 39° O-streichenden und $52-60^\circ$ SO-fallenden Schubfläche von Hauptdolomit überlagert, dessen Bankung hier ebenso wie an den meisten Stellen in unmittelbarer Nähe seiner tektonischen Grenze nicht erkennbar ist.

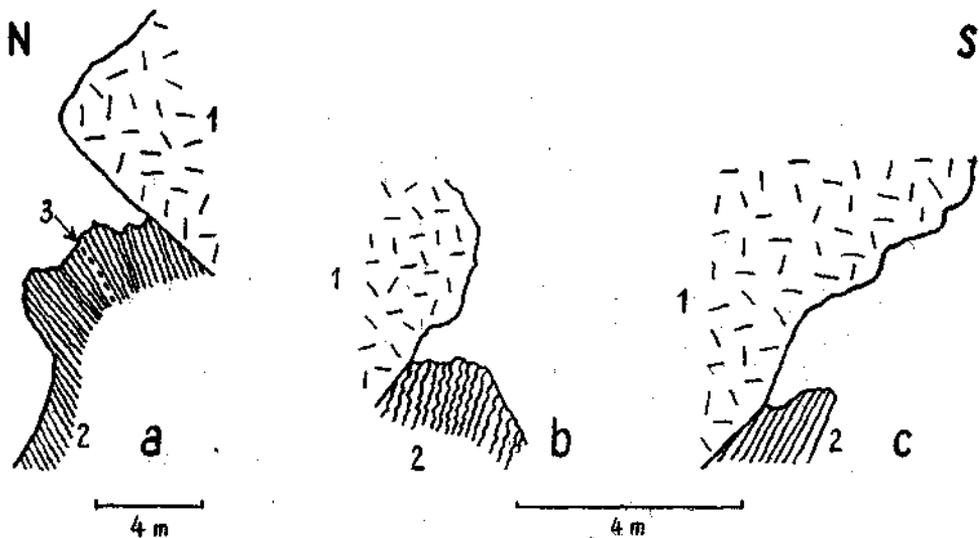


Abb. 2. Die Überschiebung des Hauptdolomits auf das Cenoman.
 1 = Hauptdolomit; 2 = Cenoman; 3 = Lage mit Hornsteinkauern.

Im Graben W unter P. 2029, WNW Wildebner Sp., (S Wildebene) streichen die typischen Kreidemergel in ca. 1940 m N 72° O und fallen 80° S. Die Grenze zwischen Hauptdolomit und Kreide folgt etwas N von P. 2029 nach O hinab bis auf ca. 1950 m genau dem Einschnitt des Grabens entlang, wo an einer \pm NW—SO verlaufenden Störung die Fortsetzung dieser Grenze nach WSW um 2 m gegen SO verschoben wird. Ein paar Meter weiter W wird diese Grenze an einer ähnlich verlaufenden Störung wieder etwa 1 m gegen N zurückgeschoben, wobei das Streichen der Mergel aus der O—W-Richtung mehr gegen SW schwenkt. Die Kreidemergel fallen steil unter den hier stark gestörten, z. T. mylonitischen Hauptdolomit ein. O darüber in 1960 m verläuft die tektonische Grenze des Hauptdolomits über dem Cenoman, das hier N 77° O streicht und 80° S fällt, N 66° W und taucht mit $80\text{—}85^\circ$ gegen S hinab.

Der Verlauf der Grenze zwischen Hauptdolomit und Cenoman auf der Wildebene um den Kamm bei P. 2011 herum spricht deutlich für eine Überschiebung des Hauptdolomits auf die Kreide. Im Ruitelkar ist diese Grenze auf 600 m Länge durch Schutt verhüllt. Auf der Westseite des Gartenspitz fällt die Nordgrenze des Hauptdolomits über dem Cenoman mit ca. 55° gegen S ein. Diese tektonische Fläche ist aber nicht eben, sondern scheint durch steil nordfallende Querstörungen mit jeweils geringen Verschiebungsbeträgen leicht gestuft zu sein. Zwischen der Scharte P. 2259 und der Gipfelpartie der Ruitelspitzen streicht der Hauptdolomit \pm OW und fällt gleichmäßig mit etwa 50° gegen S ein. Auch in der Umgebung von P. 1985, W unter der Eibental-Scharte, hat der Hauptdolomit eine ganz ähnliche Lage.

Am Südfuß der Ruitelspitzen taucht das Cenoman S unter P. 1332 auf der Nordseite des Alperschönbaches nahe dem Ostende einer mehrere Meter hohen Steilwand mit etwa 25° nach WNW unter den Hauptdolomit unter. Weiter W taucht auf derselben Bachseite am Fuß dieser Hauptdolomitwand ein längerer schmaler Streifen von stark mitgenommenen Kreidemergeln empor. Noch etwas

weiter W tritt auf der Südseite des Baches ein kleiner ebensolcher Rest unter dem Hauptdolomit zutage. Diese Reste lassen erkennen, daß hier die Untergrenze des Hauptdolomits, bei der es sich um eine Schubfläche handelt, sehr flach liegt und an beiden Stellen nicht unter das Niveau des Alperschonbaches hinabreicht. SSW oberhalb des kleinen Cenomanvorkommens ist auf der Südseite des Baches ein etwas stärkeres Pendeln der Schichtflächen des Hauptdolomits zu beobachten ($s = N 74-83^\circ W, 22-37^\circ N$).

Am Weg von Madau ins Eibental streicht das Cenoman in ca. 1440 m Höhe $N 84^\circ O$ und steht \pm saiger, während diese Schichten nahe der Grenze gegen den Hauptdolomit wieder stärker pendeln ($s = N 42-64^\circ O, 80^\circ N$ bis saiger). Die Lage des Hauptdolomits ist hier nicht erkennbar, wohl aber im Einschnitt des Eibentales, wo er ziemlich flach liegt. ONO oberhalb des Weges ins Eibental verläuft die tektonische Grenzfläche des Hauptdolomits in etwa 1510 m $N 52^\circ O$ und taucht mit 64° gegen N hinab. Etwas O darüber, etwa unter P. 1552 zieht diese Schubfläche mit $N 42^\circ O$ -Streichen und $58^\circ N$ -Fallen mit einem ganz spitzen Winkel in den Hauptdolomit hinein. Im Liegenden dieser Schubfläche steht hier noch ein paar Meter mächtiger Hauptdolomit an, der z. T. mylonitisiert ist. Etwas weiter O in 1540 m treten ganz dünngeschichtete graue Kalke und Kalkmergel ($s = N 16^\circ O, 72^\circ WNW$) auf, die unter den Hauptdolomit einschließen. Dieselben Gesteine streichen weiter ONO in ca. 1650 m, einige Meter unter dem Hauptdolomit $N 49^\circ O$ und stehen \pm saiger. Die B-Achse dieser hier ziemlich stark gefalteten Gesteine fällt um 5° gegen NO ein. Einige Meter weiter O überlagert der Hauptdolomit mit einer $N 86^\circ W$ verlaufenden und $50^\circ N$ fallenden Schubfläche diese dünngeschichteten Gesteine im Liegenden der Überschiebung.

Der Grenzverlauf zwischen Hauptdolomit und Cenoman ist auf der geologischen Karte hier z. T. nicht ganz richtig dargestellt. Diese Grenze schwenkt etwa 200 m ONO von P. 1552 gegen NO ab und zieht am Fuß der Felswand unter P. 1654 durch, verläuft noch etwa 150 m gegen ONO um endlich nach O zu P. 1593 hinabzuführen. Durch dieses Ansteigen der Hauptdolomitgrenze gegen W tritt hier die Überschiebung auf das Cenoman noch deutlicher hervor. SO unter P. 1654 ist das Cenoman um 1600 m deutlich gestengelt ($B = N 69^\circ O, 30^\circ ONO$).

Zu P. 1593 zieht eine \pm NS-verlaufende Schlucht herab, die ihre Entstehung einer Störung verdankt. An der Steilwand auf der Ostseite dieser Schlucht liegt der Hauptdolomit fast sölilig, richtet sich aber gegen N allmählich etwas auf und fällt dann mehr parallel mit der Gehängeoberfläche gegen S ein. Auf der Westseite der Schlucht sind die Lagerungsverhältnisse komplizierter. Etwas W von P. 1593 streicht der Hauptdolomit $N 78^\circ O$ und fällt $68^\circ N$ während einige Meter darüber ein $N 41^\circ W$ verlaufendes Streichen gemessen wurde, wobei das Einfallen mit 28° gegen NO erfolgt. Nach oben hin findet ein ziemlich rascher Übergang in eine flache Lagerung statt und weiter gegen N richten sich die Schichten in gleicher Weise auf wie auf der Ostseite der Schlucht. Die untersten Partien des Hauptdolomits in der Nähe der Überschiebung sind hier vielfach mylonitisch, was die Entstehung kleiner Schutthalden erleichtert, die die Grenze gegen das Cenoman verhüllen. Wie aus der obigen Beschreibung hervorgeht, paßt das Profil durch die Hauptdolomitwand unmittelbar oberhalb von P. 1593 diesseits und jenseits der Schlucht nicht recht zusammen. W dieses Punktes fällt die Schubfläche zwischen Hauptdolomit und Cenoman in ca.

1640 m Höhe mit etwa 80° gegen N ein. Etwas O der Schlucht treten riesige Schurthalten auf, unter denen die Überschiebung begraben liegt.

Erst auf der Westseite des Rauhen Kopfes tritt das Cenoman wieder zutage, wo es im nördlichsten Teil stark verknetet ist ($s = N 57^\circ O, 60^\circ S$ und flacher). Von dieser Stelle aus verläuft die Grenze gegen den Hauptdolomit nicht gegen SW, wie die geologische Karte angibt, sondern mehr gegen S am Fuß der in der Karte eingezeichneten Steilwand entlang. Etwas S von P. 1639 streicht das Cenoman $N 80^\circ O$ und fällt $65^\circ N$. Auf der Südseite vom Rauhen Kopf ist die Grenze von Hauptdolomit und Cenoman viel besser aufgeschlossen als weiter W bis zum Weg ins Eibental, wie auch die Abb. 2 b und 2 c zeigen. Das westliche Profil (2 b) verläuft etwas O von P. 1639 und das östliche (2 c) SSW von P. 1789. Es ist sehr eigenartig, daß im Cenoman an der Grenze gegen den Hauptdolomit häufig ganz dünngeschichtete graue Kalke und Kalkmergel auftreten, wie sie sonst in größerem Abstand von der Überschiebung im Bereich der Ruitelspitzen kaum zu beobachten sind. Das Streichen dieser Gesteine ist SSW von P. 1789 $N 61^\circ O$ gerichtet, wobei das Einfallen mit 68° gegen N erfolgt.

Die auf der Nord- und Südseite der Ruitelspitzen steil unter den Hauptdolomit einfallenden Grenzflächen gegen die Kreideschiefer könnten für Teile von keulenförmigen Sätteln gehalten werden, wenn es sich um Schichtflächen handeln würde, was vor allem auf der Südseite der Ruitelspitzen nichts zutrifft. Der Verlauf dieser tektonischen Grenze auf der Südseite des Dolomitmassivs besonders um den Rauhen Kopf herum spricht unbedingt für eine Überschiebung, da ein solcher Grenzverlauf mit dem eines keulenförmigen Sattels unvereinbar ist. Das Hauptdolomitmassiv der Ruitelspitzen stellt ein großes isoklinales Schichtpaket mit vorwiegend O—W- bis WSW—ONO-Streichen dar, das mit $40\text{--}50^\circ$ gegen S einfällt und das bei dieser Lage der Hauptdolomitschichten vor allem dem Alperschonbach entlang unmöglich einen Sattel bilden kann.

O. AMPFERER (1944, S. 71) gibt an, daß der Ausstrich der Bewegungsbahn der Inntaldecke am Eingang ins Madautal aus der O—W-Richtung in die NS-Richtung umbiegt, wobei die Steilstellung gleich in flachere Neigungen übergeht, während K. BEURLEN (1943, S. 245) auch auf der Westseite der Ruitelspitzen eine recht steilstehende Überschiebungsgrenze gegen das Cenoman annimmt. Tatsächlich ist nur bekannt, daß die Überschiebungsfläche am Alperschonbach SSO der Madauer Brücke mit 50° gegen S einfällt und auf der Südseite des Dolomitmassivs am selben Bach W Ratzenberg mit etwa 25° gegen WNW untertaucht. Nach dem Verlauf der tektonischen Grenze am Ausgang der Schlucht des Griefßtales scheint die Fläche dort sehr steil zu stehen. Aus den eben angeführten Lagerungsverhältnissen kann nicht auf eine „Flachstellung der Fahrbahn“ (AMPFERER, 1944, S. 71) auf der Westseite der Ruitelspitzen geschlossen werden. Vor allem die mittleren und nördlichen Lagen des Hauptdolomits dürften am Alperschonbach noch ziemlich tief unter das Niveau dieses Baches hinabreichen. Diese nicht beobachtbare Flachstellung kann natürlich nicht die im Großen flache Aufladung der Inntaldecke auf die Kreideschiefer der Lechtaldecke, die immerhin sehr wahrscheinlich ist, beweisen...

Die Kreideschiefer im Liegenden des Hauptdolomits der Ruitelspitzen bilden keine so schöne flache Mulde wie dies O. AMPFERERS Profile (1911, 1932, 1944) zeigen und wie dies auch mit den steilstehenden Schubflächen nicht zusammenpaßt. K. BEURLEN (1943, S. 254) führt mit Recht aus, daß diese Steilstellung

bei der Annahme eines Deckenschubes noch einmal eine gemeinsame intensive Faltung der Inntaldecke und der darunter liegenden Lechtaldecke verlangt. Diese Vorstellung einer nochmaligen Faltung ist aber noch viel einfacher als die der Durchspießung und Herausschiebung oder Herauswürgung eines so mächtigen starren Schichtpaketes, wie es der Hauptdolomit der Ruitelspitzen darstellt, diskordant durch den Mantel der jüngeren Schichten der Lechtaldecke.

Die bisherigen Untersuchungen an den Ruitelspitzen haben ergeben, daß dieses Hauptdolomitmassiv nicht als autochthone Klippe im Sinne von M. RICHTER und R. SCHÖNENBERG gedeutet werden kann. Solange nicht für die Richtigkeit dieser neuen Deutung überzeugende Beweise beigebracht werden können, muß an O. AMPFERERS Annahme, daß die Ruitelspitzen einen Ausläufer der Inntaldecke darstellen, festgehalten werden.

Literatur

- AMPFERER, O. u. HAMMER, W.: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. — *Jahrb. Geol. R.-A.*, 61, Wien 1911.
- AMPFERER, O.: Das geologische Gerüst der Lechtaler Alpen. — *Z. Dtsch. u. Österr. Alpenver.*, 1913, 44, Wien 1913.
- AMPFERER, O., HAMMER, W. u. REITHOFER, O.: Geologische Karte der Lechtaler Alpen mit Erläut.: Parseier Sp. Gruppe. — *Arlberg-Gebiet*. Wien 1932.
- AMPFERER O.: Über die tektonische Selbständigkeit der Inntaldecke. — *Ber. Reichsamt Bodenforsch.*, Wien 1944.
- BEURLEN, K.: Zum Problem der Inntaldecke. — *Sitzber. Bayr. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt.*, 1943, München 1944.
- KRAUS, E.: Die Entstehung der Inntaldecke — *Neues Jahrb. Mineral. Geol. Paläontol.*, Abh. 90, Abt. B, Stuttgart 1949.
- RICHTER, M. u. SCHÖNENBERG, R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen. — *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 1953, 105, Hannover 1954.
- RICHTHOFEN, F. v.: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. II. Abt. — *Jahrb. Geol. R.-A.*, 12, Wien 1861/62.
- SPENGLER, E.: Zur Verbreitung und Tektonik der Inntaldecke. — *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 102, 1950, Hannover 1951.

Die geologischen Ergebnisse einer Bohrung bei Breitenbach (Unterinntal)

VON WERNER HEISSEL

Bei Breitenbach, nächst Kundl im Unterinntal, mündet von Norden her eine breite flache Senke in das Inntal. Sie trennt das „Mittelgebirge“ des Oberangerberges von dem des Unterangerberges, und damit zwei in ihrem inneren Aufbau sehr verschiedene Gebiete. Während das Hügelland des Oberangerberges von den überwiegend von Konglomeraten zusammengesetzten Oberangerberger Schichten aufgebaut wird, nehmen am Bau des Unterangerberges etwas ältere Tertiärschichten Anteil, bei denen Konglomerate nur eine ganz untergeordnete Rolle spielen, hingegen Mergel und Sandsteine vorherrschen. Am Aufbau des Unterangerberges nimmt aber auch noch weitestgehend eine große Scholle von mylonitischen Triasdolomiten und -Kalken Anteil, deren Westende im Kochelwald liegt, wo diese Gesteine bis zum Inn bei Breitenbach