

# Beiträge zur Morphologie des Gebietes der Leiser Berge und des Falkensteiner Höhenzuges

Mit 1 morphologischen Karte

Von HELMUT RIEDL, Wien

Die Arbeit<sup>1</sup> stellt den ersten der Versuche dar, durch die eine Neubearbeitung der Morphologie eines größeren Gebietes Niederösterreichs nördl. der Donau angestrebt wird, für das immer noch die Untersuchungen von H. HASSINGER [11] grundlegend sind. Standen bei HASSINGER die Strandterrassen im Mittelpunkt des Interesses, so gesellte sich seither vor allem die klimamorphologische Fragestellung hinzu, für die das Untersuchungsgebiet besonders günstige Grundlagen bietet. So weist es mit den Erscheinungen der Talasymmetrie, den unteren Systemen der Talterrassen und den kryoturбатыen Kleinformen instruktive Beispiele des periglazialen Formenschatzes auf. Beachtenswert sind ferner die in den Kalkbereichen des Gebietes gut ausgebildeten Karstformen sowie die Zeugen der präquartären Formenentwicklung (Flächensysteme).

Das Untersuchungsgebiet umfaßt vor allem den mesozoischen Teil der Waschbergzone, die Leiser Berge und den Falkensteiner Höhenzug. Im Westen wurde eine schmale Randzone der Riedelsysteme des Ernstbrunner Waldes einbezogen. Gegen Osten greift der Untersuchungsraum über das Vorland der Waschbergzone bis zur Brünnerstraße aus, wodurch auch die quartären Terrassensysteme erfaßt werden konnten.

## *Die Großformen der Leiser Berge*

Nachdem 1911 von KOHN [16] der Schuppenbau dieser Kalkklippen dargestellt wurde, lieferten seit 1912 die Untersuchungen von VETTERS [26, 27] im Raume von Ernstbrunn, Dörfles und Nodendorf die ersten sicheren Grundlagen für Tektonik des Mesozoikums sowie für Morphologie der tertiären Strandzone am Südfuß des Zahberges. 1931 gibt GLÄSSNER [20] zum ersten Mal seit ABEL [1] eine moderne Gesamtschau der Geologie der Leiser Berge, jedoch ohne Regionalkartierung. Für eine eingehendere morphologische Arbeit sind die Studien von GRILL [6] im Raume der Leiser Berge und des Vorlandes zwischen Zaya und Taschlbach die beste Voraussetzung, der sich hinsichtlich der Darstellung des Mesozoikums auf die Feinkartierungen BACHMAYERS [2] stützt. Die Arbeiten BECKERS [um 1920] stellen dem damaligen Stand der Wissenschaft entsprechende, sehr gute landschaftskundliche Beschreibungen dar, sagen jedoch über die Morphogenese des Untersuchungsgebietes nichts aus.

Das Mesozoikum der Leiser Berge stellt eine Einschuppung innerhalb der Waschbergzone (früher: äußere Klippenzone, subbeskidische Decke) dar, die

<sup>1</sup> Herrn Univ. Prof. Dr. H. SPREITZER danke ich ergebenst für viele richtungsgebende Anregungen anlässlich verschiedener Exkursionen in das Arbeitsgebiet sowie für die ständige Unterstützung meiner Untersuchungen.

Den Herren Dr. F. BACHMAYER und Dr. R. GRILL bin ich für die Vermittlung geologischer Einzeldaten zu Dank verpflichtet.

ihrerseits auf das Helvet der Molasse aufgeschoben ist. Die Leiser Berge werden fast zur Gänze von Tithon in den beiden faziellen Ausbildungen des Ernstbrunner Kalkes und den etwas mergeligen Klentnitzer Schichten aufgebaut. An Oberkreide sind vor allem die Klementer Schichten (Turon) und das Danien vertreten.

Als petrographisches Kennzeichen besonderer Art muß die Struktur des Ernstbrunner Kalkes bezeichnet werden. Fast überall durchziehen den Gesteinskörper feinste Sprünge und Risse, sodaß eine breccienartige Struktur zustande kommt. Plastischer und weniger zerrüttet weisen sich die Klentnitzer Schichten aus. Die Kreidevorkommen haben geringe morphologische Bedeutung, da sie nur wenig mächtig den jurassischen Gesteinen aufgeschuppt sind. Sie fallen fleckenweise durch helle sandige Verwitterungsprodukte auf und unterscheiden sich vor allem pflanzensoziologisch vom Jurabereich.

Ein beherrschendes Formenelement ist das höchste und daher älteste Flächensystem mit einer mittleren Höhe von 450 m, das als Altlandschaft (Niveau A) bezeichnet wird<sup>2</sup>. Diese liegt stets in mesozoischen Gesteinen und ihr gehören die deutlichsten und größten Ebenheiten der Leiser Berge an, die dadurch auffällige tafelartige Formen mit scharfen Gehängekanten erhalten und zum tertiären Vorlandsbereich in starkem Gegensatz stehen. Der Steinberg, Klafterbrunn, der Ober Leiser Berg und der Buschbergzug zählen zum System A. Für die genetische Wertung des Flächensystems ist von Bedeutung, daß es die steil einfallenden Schuppenstrukturen fast horizontal kappt. Verfasser betrachtet diese höchsten Flächen als Teile einer subaërisch entstandenen Rumpffläche.

Zwischen Semmelberg und Steinberg greift eine tektonisch bedingte, von Torton erfüllte Talung ein und erweist sich daher jünger als die Altlandschaft. Der Steinberg wird an seinem Nordostflügel von einer Querstruktur abgeschnitten, wodurch die Ebenheit Klafterbrunn abgegliedert wird. An die Querstrukturen Klement—Au, Klement—Ober Leiser Berg, Kote 451<sup>3</sup>—Zahberg knüpfen sich größere, meist konsequente Ausraumzonen und bewirken eine weitere Aufgliederung der Altlandschaft. Auch jene des Buschbergzuges weist eine große, subsequente, an eine Zerrüttungszone gebundene Ausraumzone auf, die 1 km lang in NO—SW Richtung verläuft und im Westen von einer kleinen Stufenlandschaft begrenzt wird. Diese flankiert wieder eine vom Buschberggipfel (492 m) herabziehende, kleinere subsequente Ausraumzone im Osten.

In die Altlandschaft der Leiser Berge ist als tieferes und jüngerer System das Niveau B eingeschachtelt. So sind zwischen Kote 427 und 451, in einer mittleren Höhe von 400 m, breite talähnliche Formen vorhanden, die auf eine ebenso breite Leiste der Talung von Au-Klement auslaufen. Das System ist ferner in der Talung von Dörfles als breite Schulter am Steinberg unterhalb der Altlandschaft ausgegrät. Südöstlich Kote 451 liegen auf einem nicht sehr deutlich entwickelten Talboden, der an einen Bruch gebunden ist, im Niveau B Leithakalke. Dem gleichen System kann man die Großform zurechnen, die bereits zum großen Teil in den Sedimenten der Niederleiser Tortonbucht des Vorlandes liegt. Jene greift jedoch auch über vier kleinere isolierte Juravorkommen hinweg, die im Niveau von 400 m eingebnet sind und aus dem Tertiär infolge lokaler und jüngerer Abtragung als Härtlinge etwas emporragen. Dieses weitflächige System im Jungtertiär und Mesozoikum unterschneidet die geschlossene

<sup>2</sup> Vgl. im Folgenden die dem Heft beiliegende morphologische Karte.

<sup>3</sup> Provisorische Ausgabe der Österr. Karte 1 : 50.000, Bl. 24, Mistelbach a. d. Z.

Juramasse des Steinmandls und fällt mit einer Länge von 1,2 km, einer Breite von ca. 200 m und einer durchschnittlichen Neigung von 2° bis auf 380 m im Süden allmählich ab.

Diese große Ebenheit im Niveau B zwischen Niederleis und Steinmandl steht nun mit marinen Ablagerungen am Ostrand der Leiser Berge in enger genetischer Beziehung. Es sind dies die tortonischen Lithothamnienkalke mit Lagen faustgroßer Gerölle von Ernstbrunner Kalk sowie verschiedene andere tortonische Auflagerungen (Konglomerate, Breccien) des Jura in heute bereits gänzlich verwachsenen Aufschlüssen am Abfall der Fläche nordöstl. Niederleis, die Reste einer tortonischen Strandhalde darstellen. Auch die zahlreichen bis kopfgroßen Ernstbrunner Kalkgerölle mit Spuren von Bohrmuscheln westlich Kote 377 weisen auf eine tortonische Strandzone hin. Die Fläche selbst ist eine im Torton entstandene, marine Abrasionsform, deren Kliff das Steinmandl bildet.

Im Torton lag demnach der Meeresspiegel bei etwa 400 m. Er war die Erosionsbasis für talähnliche, rd. 50 m tiefe Ausräumungsformen, die entlang von Bruchlinien (z. B. südöstl. von Kote 451) in die Altlandschaft eingriffen und zeitweilig noch vom Meer überflutet wurden. Die krönende, ausgereifte Altlandschaft ist also älter als die tortone Abrasionsform, kann jedoch aus tektonischen Gründen [5], die hier anzuführen nicht möglich ist, nicht älter als postsavisch sein. Diese Datierung steht im Gegensatz zur altersmäßig viel jüngeren Einstufung von Flächensystemen in alpinen Räumen [30], wird jedoch außer durch die bereits dargelegten geologischen Gründe auch durch klimageomorphologische Erwägungen gestützt. Nach den Untersuchungen von JESSEN [14], BÜDEL [4] und der Übersicht von SCHWARZBACH [24] ist für Mitteleuropa vom Oberoligozän bis zum Unterpliozän ein wechselfeuchtes Klima anzunehmen. In einem solchen Klima kommt der Flächenspülung eine besondere Bedeutung zu. KREBS [17] beschreibt Felsebenen in Dekan mit Neigungen von weniger als 0,25° bis zu ca 2°. Maßgebend für die Bildung derartiger Flächen ist neben gleichbleibend hoher Wärme der Wechsel zwischen lang genug währenden feuchten und trockenen Jahreszeiten, wobei durch wolkenbruchartige Niederschläge (Schichtfluten) die Verwitterungsprodukte flächenhaft abgeführt werden und somit eine flächenhafte Gesamtformung der Ebenen unter Zurücktreten der Flußarbeit erfolgt. Die konstante durchschnittliche Neigung der Altlandschaft der Leiserberge von 3° gegen SO dürfte eine ursprüngliche sein und deutet auf ein exogenes Kräftespiel hin, das den oben beschriebenen glich. Die Verebnungen der Altlandschaft sind Vorzeitformen, die unter subaëriellen Bedingungen entstanden sind. Die durchschnittliche Neigung von 3° weist auch darauf hin, daß die Verebnungen zur Bildungszeit in geringerer Meereshöhe als heute lagen, wenn auch die jüngere Forschung erwiesen hat, daß im warmfeuchten Klima Einbnungen nicht niveaugebunden sein müssen. Die Leiser Berge waren zur Zeit der Entstehung der Altlandschaft nicht isoliert, da Schichtfluten in einem so kleinen Raum, wie ihn das heutige Gebiet darstellt, kaum die entsprechende Kraft entfaltet haben könnten. Die Altlandschaft ist seither herausgehoben worden und ragte im Torton bereits als Insel empor.

Auf die besondere Bedeutung der Flächenspülung für die Genese von Altformen wird auch in anderen regionalen Untersuchungen hingewiesen. So erklärt SPREITZER [25] die weiten Rumpfflächen, welche die Berghöhensysteme der Piedmonttreppen in den Gurktaler Alpen kennzeichnen, als Vorzeitformen, die

in einem miozänen semiariden Klima entstanden sind, wobei den Schichtfluten bei der Formung der höchstgelegenen Systeme dominante Bedeutung beigemessen wird.

Ein weiterer Problemkreis schließt sich an die Frage, ob die Altlandschaft der Leiser Berge im Laufe der späteren Entwicklung umgeformt wurde. Dazu ist zunächst festzustellen, daß die pannonischen Sedimente der Umgebung (Mistelbach-Hollabrunner Schotterkegel) weit unter der Höhe der Altlandschaft verbleiben und auch das tortonische Abrasionsniveau B nicht erreichen. Wie später dargelegt wird, erweist sich erst das 360 m-System (C) als eine im Pliozän geformte Fläche. Die Altlandschaft selbst weist keinerlei (postsavische) Sedimentdecken oder auch nur Reste davon auf, wie eine sorgfältige Nachsuche ergab. Die Schotterexemplare, die am Ober Leiser Berg gefunden wurden, sind von Menschen in verschiedenen Epochen bis in die Gegenwart dorthin gebracht worden. Es sind auch keinerlei Anzeichen einer pliozänen Umformung der tischebenen Flächen der Altlandschaft wie jener auf dem Steinberg, bei Krafterbrunn und auf dem Ober Leiser Berg mit ihren minimalen Neigungsverhältnissen, vorhanden. Es fehlt der wellige Oberflächencharakter wie ihn NEEF [19], für Altlandschaften fordert, die im humideren Pliozän überformt wurden. Im Pliozän kam es innerhalb der Altlandschaft der Leiser Berge nur zu einer verstärkten, linienhaft erosiven Ausräumung entlang älterer Hauptquerbrüche.

Die periglaziale Solifluktion im Pleistozän hat an den Formen der Altlandschaft leicht aufzehrend gewirkt. So finden sich kryoturbate Strukturen meist an den Rändern der Ebenheiten, wo sanfte solifluidal geformte Hänge vorliegen; aus der Talung von Au greift ein solifluidaler Flachhang randlich in die Ebenheit von Klafferbrunn ein. Auch am Buschbergzug finden sich Anzeichen einer Kryoturbation an der sanften Abdachung zur Talung von Au in den Kreidebildungen (Turon). Außerdem bewirkt die bis in die Gegenwart andauernde Verkarstung durch ihren Kleinformenschatz eine leichte Facettierung der Altlandschaft.

Nördlich der Leiser Berge sind die 60—70 m niedrigeren Hügel von Staatz, Stützenhofen, des Wachterberges, Schweinbarthberges und von Falkenstein aus Kalken und Dolomiten zusammengesetzt, die teilweise so stark von Mikroklüften durchsetzt sind, daß mit unbewehrter Hand scheinbar feste Juramassen zerkleinert werden können. Es ist verständlich, daß sich in einem derart zerrütteten Gestein keine Altlandschaft erhalten hat.

#### *Die Großformen im tertiären Vorland*

An die Kalkmauer der Leiser Berge reicht die Tortonbucht von Niederleis heran und bildet zu einem großen Teil das östliche Vorland. Die Bucht wird in den tieferen Teilen von gelben Feinsanden und Tonmergeln gefüllt, die in den höheren Teilen mit ufernahen Bildungen in inniger Beziehung stehen. Versteilungen sind an tortonische Mürbsandsteine mit ihren Quarzschottereinlagerungen gebunden, während sich die sanfteren Hangpartien meist an Feinsande und Tonmergelbänder knüpfen. Tortonische Ablagerungen bilden auch die Basis der Falkensteiner Schotterberge. Der Rahmen der Tortonbucht wird meist von dem verbreitetsten Schichtglied der Waschbergzone, dem oligozänen Auspitzer Mergel, gebildet.

Über Auspitzer Mergel und Tortonablagerungen legen sich die vorwiegend unterpannonischen (bis oberpannonischen), hauptsächlich kreuzgeschichteten, bis nußgroßen Quarzschotter mit sandigem Zwischenmittel. Das westliche Vor-

land der Leiser Berge wird zur Gänze von diesen Sand-, Kies- und Schotterbildungen aufgebaut; durch die Zayafurche hängen die Schotter des westlichen Vorlandes (Hollabrunner Schotterkegel) lückenlos mit dem Mistelbacher Schotterkegel zusammen. Meist unterpannonische Schotter und Kiese bauen auch weite Teile des Falkensteiner Berglandes auf. Das Sarmat ist im Untersuchungsgebiet nicht sehr bedeutend vertreten.

Im Bereich der tertiären Lockermassen sind 2 Flächensysteme vorhanden, die über alle Unterschiede des inneren Baus hinwegziehen und niveaubeständig auch in die älteren mesozoischen Gesteine, unterhalb des höchsten Niveaus A und B, eingreifen. Zwischen beiden Formengruppen bestehen deutliche Gegensätze: den zumeist tischebenen Platten in den Kalken der Leiser Berge mit scharfen Abbruchkanten stehen im Tertiärbereich Riedelflächen mit sanftwelliger Oberfläche und allmählichem Übergang zu den Hängen gegenüber.

Im westlichen Vorland umgürtet ein fast geschlossenes Riedelsystem (Ernstbrunner Wald) mit einer mittleren Höhe von 360 m (Niveau C) den Abfall der Leiser Berge. Dem gleichen System gehört die NO—SW verlaufende schmale Rückenzone der Wasserscheide zwischen Zaya und Thaya, teilweise auch zwischen Zaya und Poibach sowie Flächen im Falkensteiner Bergland an, wo sie sich mit den krönenden Flächen (400 m) verzahnten.

Das als deutliche Verebnung entwickelte nächsttiefere System (D; mittlere Höhe = 300 m) nimmt fast den ganzen Raum zwischen den Leiser Bergen, dem Zayatal bzw. Taschlbach ein und setzt sich südlich des letzteren in einer W—O gestreckten, recht geschlossenen Zone fort. Während das System D im Bereich des Taschlbaches die krönenden Höhen bildet, ist es am Nordhang des Zayatales nur als Terrasse unter dem Niveau C, entwickelt, das es auch nördlich dem Laaer Becken zugekehrt, umgürtet. Das System D tritt auch in den Falkensteiner Bergen auf, wo es sich durch Talschlüsse mit dem Niveau C verzahnt.

Beide Vorlandniveaus, C und D, gehen über mesozoischen, alt- und jungtertiären Untergrund hinweg. Das jüngste von den Verebnungen getroffene Schichtglied ist das Oberpannon. Zunächst steht daher fest, daß auch das älteste dieser Flächensysteme erst nach der unter- bis oberpannonischen Schotterakkumulation entstanden sein kann. Beide Systeme sind pliozäne Formenelemente und unterscheiden sich von den tieferen, talgebundenen Terrassen des Quartärs durch die ursprünglich weitflächige Ausbildung, die durch die Riedel angezeigt wird. Pleistozäne Umformungen sind auf Periglazialerscheinungen an den Hängen beschränkt.

Der zentrale Schauplatz des jüngeren morphologischen Geschehens ist der von HASSINGER [11], HAUER [12], GRILL [6], KEINDL [15], VETTERS [27] u. a. beschriebene Hollabrunner-Mistelbacher-Schotterkegel. Der Scheitel dieses Schotterkegels ist weder im westlichen noch im östlichen Vorland der Leiser Berge erhalten und Niveau C liegt bereits unter der Uroberfläche des Kegels. Die große Mächtigkeit der Schotter im Zayaraum geht auf eine im Sarmat angelegte [6] W—O Furche zurück, die während des Pannon bis über 360 m über NN mit Schottern aufgefüllt wurde. Der sarmatischen Tiefenerosion im Zayaraum geht eine posttortonische und vor der Akkumulation des Hollabrunner-Mistelbacher-Schotterkegels erfolgte lateralerosive Phase voran, die stellenweise zu einer Ein-ebnung des Landes in 300 m Höhe führte, da alte Verebnungen in dieser Höhe von den Schottern begraben werden (z. B. die Horraschotter auf einem 300 m hohen Tortonsockel). Diese konservierten Flächen stehen jedoch zu dem jüngeren Niveau D in keiner genetischen Beziehung.

Eine erste postoberpannonische, praequartäre Erosionsphase brachte die flächenhafte Erniedrigung des Scheitels des Schotterkegels bis zum Niveau C. In dieser Phase erfolgten unter anderem die Einkerbungen im Kalk an den Westflanken der Leiser Berge und die Flächenbildungen des Ernstbrunner Waldes. In den Falkensteiner Bergen muß während der ersten postoberpannonischen Erosionsphase eine rasche Hebung der fertigen Riedelflächen im Niveau C in das 400 m Niveau stattgefunden haben, worauf noch das 400 m Niveau unterhalb der hohen emporgehobenen Rückenfläche bei Erlahmen der Hebung ausgebildet werden konnte. Die hohe Schotterlage in den Falkensteiner Bergen deutete auch BECKER [3] als eine Folge von Krustenbewegung. Durch die zweite pliozäne Erosionsphase wurden im Bereiche des Schotterkegels die Flächen des Systems C zumeist beseitigt und durch jene des Systems D ersetzt, während in den härteren mesozoischen Gesteinen der Leiser Berge und in deren Schutz auch in den Bruderndorfer Schichten sich auch größere Reste des Systems C erhielten. Im Formenstil der Niveaus C und D und in der Abnahme der Ausraumbeträge drückt sich das Humiderwerden des Klimas aus, das mit einer Abnahme des Belastungsverhältnisses des Gewässerregimes verbunden ist, wodurch auch eine Abnahme der Leistungsfähigkeit der Lateralerosion stattfindet.

#### *Der periglaziale Formenschatz*

Die unteren Verebnungssysteme ( $E_1$ ,  $E_2$ ,  $E_3$ ) unterscheiden sich von den höheren praequartären dadurch, daß sie nur talgebunden in Erscheinung treten. Jene beherrschen vor allem die Zayatalung unterhalb Hüttendorf und das Taschlbachtal von Paasdorf abwärts, somit ein Gebiet, das sich gegenüber dem westlichen und östlichen Vorland der Leiser Berge als deutlich erniedrigte Zone abhebt. Die Terrassen greifen auch entlang der größeren Talungen (Taschlbach, obere Zaya und Poibach) als unterste Stufensysteme in das höhere Bergland ein. Weitflächig treten die unteren Verebnungen nur am Rande des Laaer Beckens auf. Niveau  $E_1$  (mittlere Höhe = 280 und 260 m und Niveau  $E_2$  (mittlere Höhe = 240 m) haben sich als ältest- und altpleistozäne Systeme ausgewiesen.

Über der unteren Stufe (260 m) des Systems  $E_1$  finden sich zwischen Zaya und Poibach im Raume östlich des Meridians von Mistelbach Formen in 280 m Höhe (obere Stufe des Niveaus  $E_1$ ), welche das ältestpleistozäne System darstellen und die Wasserscheide zwischen Zaya und Poibach bilden. Das ganze Hügel-land zwischen diesen beiden Tälern, östlich der meridional verlaufenden Zone im Niveau D nördlich Mistelbach, ist eine erst im Quartär geformte Landschaft. Südlich der Zaya entspricht die Höhe des Schrickler Waldes dem ältestpleistozänen Niveau ( $E_1$ ).

Dem System  $E_2$  (240 m) gehören breite Terrassen an der Zaya und am Taschlbach an; so der Galgengrund am linken Hang des Zayatales zwischen Mistelbach und Wilfersdorf sowie südlich des Flußes die Terrasse von Hirschbergen und die kleine Fläche nordöstlich von Josefsberg. Im gleichen Gebiet gehören der unteren Stufe der nächst höheren Staffel (System  $E_1$ ) Flächen des Schneider Berges, Rothwangls und Josefsberges, der oberen Stufe die höchst gelegenen Verebnungen nördlich (Im Greut, Saazen, Sauwinkel) und südlich der Zaya (Schrickler Wald, Hohe Klause) an.

Als weitflächige markante Ebenheit reiht sich im Zayaraum an die obere, ältere Terrassengruppe das System  $E_3$ , das hier in einer mittleren Höhe von 205 m (17 m über der Talaue) entwickelt ist und mit der Talaue der jüngeren

Terrassengruppe zugerechnet wird. Niveau  $E_3$  liegt bei Paasdorf in 220—225 m (17—22 m über der Talaue), stellt die unterste Terrasse über der Zayatalaue dar und findet sich besonders gut ausgeprägt zwischen Josefsberg und Kettlasbrunn. Genetisch wichtig ist die Tatsache, daß diese Terrasse von Dellen zerfurcht wird, die auf die Talaue ausmünden, wodurch sich diese noch als pleistozäner Körper erweist, da sie nur in einer der Dellenbildung günstigen Kaltzeit — der letzten — aufgebaut werden konnte.

Große Aufschlüsse auf der Galgengrundebeinheit ( $E_2$ ) zeigen über einem nur sehr wenig gestörten grauen Tertiärschottersockel, der gering ausgeprägte Kreuzschichtung aufweist, eine durchschnittlich 1—3 m mächtige Kryoturbationszone, in der die Würgestrukturen durch rötliche und gelbliche Anwitterung der Schotter besonders deutlich hervortreten (nur die obersten ca. 1 m mächtigen Schotterlagen dürften kaltzeitliche Akkumulationen darstellen). Die rötlich und gelblich gefärbten Schotter sind meist taschenförmig tief in die Tertiärunterlage eingesenkt. Diese Kryoturbationszone wird oben durch eine fast horizontale Linie abgeschlossen, die frei über der Talaue austreicht und einer Erosionsfläche entspricht. Darüber liegen ca. 1 m mächtige Auelempakete, die von einer dünnen Lößlage überdeckt werden, oder es folgt unmittelbar über der Erosionsfläche der Löß, der basal über einer aufgehellten Ca-Zone einen ca. 50 m mächtigen fossilen Boden vom Typ des Tschernosems zeigt. An einer Stelle (5. Aufschluß Richtung Wilfersdorf) ist ein roter, ca. 30 cm mächtiger fossiler Boden im Schotter entwickelt, der von einem Auelempaket überlagert wird.

Aus diesen Aufschlüssen ergibt sich, daß innerhalb der älteren Terrassengruppe jeweils warmzeitliche Tiefenerosion mit kaltzeitlicher Seitenerosion wechselte, während welcher in 280, 260 und 240 m Erosionsterrassen in den älteren pliozänen Talrahmen eingeschnitten wurden. In verschiedenen Kaltzeiten bildeten sich zugleich mit einer geringen Aufschotterung und Umlagerung der pannonischen Schotter Kryoturbationen auf den damaligen Talböden. In den Aufschlüssen der 240 m-Terrasse ist ersichtlich, daß auf dem kaltzeitlichen Schotterboden eine warmzeitliche rote Bodenbildung und darüber die Ablagerung der Auelehme erfolgte. In einer darauffolgenden Kaltzeit kam es dann zur Lößanwehung (mit folgender warmzeitlicher Bodenbildung). Wie die Profilmorphologie zeigt und die Höhenlage erhärtet (ca. 50 m über der heutigen Talaue) handelt es sich bei Niveau  $E_2$  somit um den Repräsentanten einer älteren Pleistozänterrasse.

Südöstlich Dechanthof liegen südlich der Zaya, in der untersten Terrasse ( $E_3$ ; hier 205 m) einige große Sandgruben, die wieder über dem anstehenden, nur wenig gestörten grauen Tertiärschottersockel, eine intensive, durchschnittlich 1—2 m mächtige Kryoturbationszone mit rostroten Würgestrukturen zeigen, wobei hier die Feinsand-Kies-Komponente überwiegt. Über der Kryoturbationszone folgt ein über der Talaue ausstreichendes, höchstens 1 m mächtiges Schotterpaket, das an der Basis Sandlinsen aufweist, und dessen Material einen einstigen Eiskeil füllt, der bis zu 2 m tief in die Kryoturbationszone herabreichte. Über diesem horizontalen Schotterpaket, das fast keine Kryoturbationen aufweist, liegen untypische kleine Lößhauben, die solifluidale Umlagerungen erkennen lassen.

Auch diese jüngere Terrasse wurde unter demselben Wechsel kalt- und warmzeitlicher Kräfte wie die ältere Terrassengruppe geformt. Wieder liegt ein durch kaltzeitliche Lateralerosion, die mit geringer Akkumulation verbunden war, gebildeter Talboden vor, auf dem sich starke Kryoturbationsvorgänge ab-

spielten, in die auch ein (warmzeitlich gebildeter) grauer Boden miteinbezogen wurde.

Unter dieser jüngeren Terrasse liegt, wie bereits erwähnt, der jüngstpleistozäne breite Talauenkörper, der das kleine begradigte Gerinne der Zaya und die holozänen Deckschichten trägt.

Typische Formen des pleistozänen periglazialen Klimabereichs sind die asymmetrischen Täler. Auf diese macht erstmalig BECKER [3] im Untersuchungsgebiet aufmerksam, schreibt die Steilheit der gegen Westen gekehrten Talhänge jedoch der Windwirkung zu. GRILL [6] bemerkt, daß der Löß vorwiegend im Bereich der ost- und nordschauenden Hänge entwickelt ist, wodurch die Talasymmetrie zustande käme.

Gegen BECKERS Ansicht ist einzuwenden daß es schwer vorstellbar ist, wie Westwinde luvseitige Steilhänge geformt haben sollen. Gegen die zweite, in der Literatur häufig aufscheinende Erklärungsmöglichkeit ist einzuwenden, daß im Untersuchungsraum asymmetrische Täler auch außerhalb der Lößgebiete vorkommen; andererseits liegen sie mit beiden Hängen mitten im Löß. Zum Zwecke eines genaueren Studiums hat Verfasser in einem geeigneten Ausschnitt des Untersuchungsgebietes, der sich hauptsächlich mit dem Blatt 4557/3 der Österr. Karte 1 : 25.000 deckt, in Abständen von 300 m Winkelmessungen an beiden Talhängen vorgenommen. Das Zahlenmaterial wurde nach POSERS Methode [21] statistisch ausgewertet.

Im Untersuchungsgebiet sind das asymmetrische Muldental, das Schleppental und das asymmetrische Sohlental vertreten. Deutliche Kastentäler konnten nicht festgestellt werden.

Die Nebentäler von Taschlbach und Zaya sind asymmetrische Muldentäler in den oberen Laufstrecken und gehen, auch ohne Schleppentalcharakter, in asymmetrische Sohlentäler über (Talung von Grafensulz), oder sie bleiben, bei kurzer Talstrecke, asymmetrische Muldentäler (Zayanebentäler zwischen Asparn und Hüttendorf). Das Mistelbachtal, zwischen Siebenhirten und Mistelbach, zeigt einen prächtigen Schleppentaltyp mit NO-exponiertem Flachhang. In allen Fällen besteht ein krasser Gegensatz zwischen den schwächtigen Gerinnen und den  $\frac{1}{2}$ —1 km breiten Talböden, die deshalb aus der gegenwärtigen Arbeit der Flüsse nicht zu erklären sind. Hingegen bestanden nach POSER [20] im Periglazialbereich Mittel- und Westeuropas während der Würmeiszeit optimale Bedingungen: infolge der bis weit ins Frühjahr andauernden Schneedecke erfolgte dann bei rascher Schmelze der Abfluß ruckweise, wobei sich der Dauerfrostboden begünstigend ausgewirkt hat. Ruckweise abkommende, stark mit Schutt überladene Gerinne arbeiten nach WISSMANN [31] u. a. stark zur Seite, was die fossilen Talböden mit ihrer Breite ja beweisen.

Fast alle Querprofile asymmetrischer Täler zeigen besonders an den Flachhängen eine 1 m mächtige solifluidale Schicht, in der zumeist Schwemmlöß vorkommt und die in enger genetischer Beziehung zur Talasymmetrie steht. Dazu sei ein Beispiel, aus dem auch die Stellung des Lößes im periglazialen Zyklus hervorgeht, angeführt.

Zwischen Falkensteiner Schloßberg und Kalvarienberg zieht eine kleine Talung zum Ort Falkenstein, an deren oberen Hangpartien die Reste des pliozänen C-Systems zu erkennen sind und die eine deutliche primäre Asymmetrie mit Steilhangauslage nach N—NO aufweist. Ein Aufschluß im großen Steinbruch am Höllenstein zeigt über dem Ernstbrunner Kalk-Oberkreidekomplex zwei solifluidale Pakete, von denen das obere neben der aus kantigem Feinschutt

bestehenden Hauptmasse eine Lößkomponente aufweist. Die Flachhänge der Talung sind nun zur Gänze in diesem oberen solifluidalen Paket angelegt; rezente kleine Tobelsysteme sind in die Flachhänge eingetieft. Auch die eigentliche Tiefenkerbe der Talung stellt einen rezenten großen Tobel dar. Der Löß, der in den Weinkellern am Grunde dieses Tobels gut aufgeschlossen ist, ist Primärlöß. Er liegt den mesozoischen Steilhangpartien des Schloßberges an.

Für die Asymmetriebildung und gleichzeitig für die Lößstellung ergibt sich der folgende Zyklus:

1. Erosion bis zur Lößbasis.
2. Formung des Muldentales.
3. Lößanwehung, vermutlich äquivalent dem unteren solifluidalen Paket.
4. Entstehung des oberen Solifluktionpaketes und Asymmetriebildung.
5. Entstehung postglazialer-rezenter Tobelsysteme.

Der primäre Löß ist demnach älter als das obere solifluidale Paket und älter als die Asymmetriebildung, die an das obere Paket gekoppelt ist.

Um die Vorgänge der Asymmetriebildung exakt zu erfassen, ist eine genaue Analyse des Asymmetriephänomens erforderlich. Zu diesem Zwecke wurden die Hangwinkelmessungen in verschiedener Weise durch statistische Methoden ausgewertet. Die Asymmetrie wird sowohl durch den Asymmetriegrad, dem Verhältnis der Böschungswinkel zueinander, als auch durch die Hangexpositionen charakterisiert.

Nach LÖSCHE [18] ist der Asymmetriegrad der Quotient Steilhang/Flachhang. Ein Charakteristikum ist das talabwärtige Wachsen des Asymmetriegrades. Besonders typisch zeigt das Rosental westlich Mistelbach die Wandlung des Asymmetriegrades im Talverlauf. Im letzten Siebentel der Talstrecke, vor der Ausmündung in das Zayatal, sinkt der Wert jedoch stark ab. Das Ansteigen des Asymmetriegrades hat seine Ursache in der sich talabwärts vergrößernden Kraft der Seitenerosion. Das starke Absinken der Werte im untersten Lauf — wofür POSER [21] keine Erklärung gibt — scheint dadurch zustande zu kommen, daß in den Wieseln einmündender Seitentäler in das Haupttal eine besonders starke Kryoplanation stattgefunden hat, welche die durch talaus zunehmende Seitenerosion verursachten großen Asymmetriegrade aufgehoben hat, indem sie im gleichen Maß der Unterschneidung entgegengearbeitet hat.

Um ein Bild über die Expositionsverhältnisse zu gewinnen, wurden die Quotienten aus dem ganzen Untersuchungsgebiet nach der Exposition des Steilhanges geordnet und gemittelt sowie zu den Längen in Beziehung gesetzt. Es erwies sich, daß der Steilhang in jede Richtung exponiert sein kann, jedoch im Sektor S bis NW die größten Quotientenwerte liegen, wobei das Quotientenmaximum bei westexponierten Steilhängen erreicht wird. Es konnte festgestellt werden, daß 42% der vermessenen Gesamttalstrecken auf südwestliche Steilhangauslagen entfallen, womit die größte Häufigkeit dieser Exposition bewiesen ist.

Im weiteren Verlauf der Untersuchung wurden die betreffenden Böschungswinkel jeweils nach der Exposition des Steil- und Flachhanges gemittelt und nach ihren Expositionen geordnet. Ferner wurden jeweils der größte und kleinste im Untersuchungsgebiet gefundene Böschungswinkel ebenfalls nach ihren Expositionen geordnet. Dabei erscheinen nun die Steilhangmaxima sowie die Flachhangminima des mittleren, größten und kleinsten Böschungswinkels im Westen. Schließlich wurde der jeweiligen Steilhang- die entsprechende Flachhangexposition gegenübergestellt, wobei die Werte aus der vorhergegangenen Zusammenstellung extrahiert wurden. So wurde das Intensitätsverhältnis zwi-

schen Seitenerosion am Steilhang und Solifluktion am Flachhang ersichtlich. Demnach muß die stärkste Wirkung der Seitenerosion in den Talstrecken mit SW—NW-Steilhangexposition stattgefunden haben, während in diesen Strecken auf die geringste Wirkung der Solifluktion geschlossen werden kann. In den Talstrecken nordöstlicher Steilhangexposition muß die Seitenerosion schwächer gewesen sein; die Solifluktion aber hatte an den Gegenhängen stärkste Wirkung.

Betrachtet man hinsichtlich der primären und sekundären Asymmetriesystematik von POSER und MÜLLER [21] die Täler des Untersuchungsgebietes, so ergibt sich, daß sowohl die primäre als auch die sekundäre Asymmetrie vertreten ist. Nur primäre Asymmetrie ist meist in den kurzen, 500 m langen Nebentälchen der größeren Talzüge vertreten (z. B. die linken Nebentälchen der Talung nördlich Simonsfeld). In den größeren Tälern sind beide Asymmetriarten kombiniert, wobei die sekundäre Asymmetrie stets die längsten Talstrecken beansprucht und den Talzügen das dominante Gepräge verleiht.

Im Gegensatz zu früheren Anschauungen erwiesen sich somit die asymmetrischen Täler als Vorzeittäler eiszeitlichen Alters, die dem Formenkreis des Periglazials angehören und einen Dauerfrostboden zur Voraussetzung haben.

#### *Der Karstformenschatz*

Außer einigen Erwähnungen bei BECKER [3] und WALDNER [29] finden sich über die Karstphänomene der mesozoischen Bereiche des Untersuchungsgebietes keine Angaben in der Literatur. Da von mir bereits an anderer Stelle [22, 23] über die Karsterscheinungen eingehend berichtet wurde, seien hier nur deren wesentlichste Züge aufgezeigt.

An unterirdischen Karstphänomenen sind zu nennen: Das Katzloch am Steinmandl mit 8 m Länge; es ist an eine N 75° O streichende Verwerfung gebunden.

Die Klafterbrunnerhöhle, die 1959 vom Bundesdenkmalamt zum Naturdenkmal erklärt wurde, besitzt eine Länge von 18 m und bietet den Eindruck einer Versturzhöhle. Decke und Seitenbegrenzung werden von Ernstbrunner Kalkbreccie gebildet, die eine Kluftfüllung darstellt. Die größeren Blöcke der Breccie sind jedoch mit dem Feinmaterial nicht fest verkittet, sondern bilden als mehr oder minder lose, z. T. zertrümmerte Masse auch die Wandungen der Höhle. Der ganze Raum ist durch korrosive und erosive Lösung der die großen Blöcke ursprünglich verkittenden Feinbrecciennähte- und -bänder entstanden. Nach Lockerung der Nähte wurden die Blöcke labil und es entstanden durch deren verschieden gerichtete Bewegungen Hohlräume. Dieser Bildungsvorgang stellt einen bestimmten speläogenetischen Typus dar.

Die Ernstbrunnerhöhle weist eine Länge von 3,3 m auf und liegt gleichfalls in einer Breccie. Sie zeigt den speläogenetischen Typ der Klafterbrunnerhöhle.

Die Steinbachhöhle (Klafterbrunn) ist 11 m lang und erwies sich für die Rekonstruktion der karstmorphogenetischen Vorgänge bedeutsam.

Am Staatzer Burgberg findet sich das Staatzerloch und die Staatzerberghöhle, die eine Länge von 20 m besitzt. Beide Höhlen repräsentieren Zerrungsklüfte.

Der Typus der Kleinhöhlen der Leiser Berge, die also kaum zwei Dekameter erreichen, ist aus der Gesamttektonik des Mesozoikums der Waschbergzone zu verstehen. Der Ernstbrunner Kalk, in dem die Höhlen angelegt sind, wurde durch die Gebirgsbildung (Durchspießung — Schuppenstruktur) stärkstens bean-

spricht, sodaß das Gestein durch Mürbheit und starke Mikrodurchklüftung gekennzeichnet ist. Die Klüfte verengen und schließen sich nach kurzer Erstreckung.

Der fossile Wandsinter mancher Klüfte deutet auf eine ältere Verkarstungsperiode hin, die bereits vor der Breccienfüllung der Höhlen begonnen, jedoch noch während dieser angedauert haben dürfte, da die Breccie selbst mit Sinter des gleichen Typs überzogen bzw. stellenweise verkittet ist. In der Klafferbrunnerhöhle bewirkten die Sickerwässer außerdem eine teilweise Auflösung der Breccienmasse, die z. T. bis in die Gegenwart weitergeht; es bildete sich so eine dünne Bodensintermasse über aufgelösten Breccienbruchstücken. Rezentere Sinter zeigt an, daß an wenigen Stellen die Verkarstung noch nicht gänzlich stillsteht.

Oberirdische Karstformen sind vorwiegend durch Dolinen vertreten. Auf der Verebnung von Klafferbrunn liegen sie in den Wiesen um die aufgelassenen Steinbrüche, östlich der Straße Ernstbrunn-Klement. In diesem in der Literatur bisher nicht erwähnten Dolinenfeld wurden 68 seicht-ovale, 13 seicht-kreisförmige, 11 tief-ovale, 4 tief-kreisförmige, 7 tief-zweiästige, 3 seicht-zweiästige und 2 unregelmäßige Dolinen festgestellt. Die zumeist ovalen Dolinen, deren Tiefe unter 2 m bleibt und die maximal 10 m lang sind, sind an Klüfte gebunden, die überwiegend von NW nach SO, seltener von NO nach SW ziehen; N—S und W—O-Richtungen sind nicht vertreten.

Seichte und tiefe Dolinen mit kreisförmigem Umriß sind auf Breccienzonen beschränkt. Jene stehen mit dem kavernoösen Untergrund der Breccien mittels Löchern und kleinen Spalten in Verbindung, die aus den unteren Hangeilen der Dolinen wegführen. In diese Öffnungen sickert das Niederschlagswasser, wodurch es während der jüngsten Karstentwicklungsperiode zur Aufarbeitung der Breccien kam. Solche symmetrische Trichter liegen z. B. über der Klafferbrunnerhöhle, die durch die karsthydrographischen Vorgänge innerhalb der Breccien vergrößert wird. Breccienhöhlen und regelmäßige Trichterdolinen stehen in einem kausalgenetischen Zusammenhang.

Es ist ein Kennzeichen fast aller Dolinen, daß ihr Boden von Bäumen und Sträuchern bestanden ist. Diese bewirken kleine Eintiefungen, die eine rezente Phase der Dolinenentwicklung anzeigen.

Schließlich sind die zwei Riesenkarstquellen, die Au- und Michelstettnerbachquelle, zu nennen, in denen ein Teil des unterirdisch zirkulierenden Wassers der Leiser Berge zu Tage tritt.

Es ergibt sich somit in den Leiser Bergen das Bild eines seichten Grünkarstes in durchschnittlich 450 m Höhe mit den für diesen typischen Formen der Kleinhöhlen und -dolinen innerhalb des trockenen pannonischen Klimabezirkes. Es ist ein Karsttyp, der primär durch die Gesamttektonik und Eigenart der Bruchstrukturen des Mesozoikums begründet ist. Der Typus des Karstes der Leiser Berge steht in starkem Gegensatz zum hochalpinen und dinarischen nackten Karst. Hier wie dort existieren auch ganz andere Kausalbedingungen.

#### Literatur

- |  |  |
|--|--|
| [1] ABEL, I.: Studien im Klippengebiet. Verh. d. Geol. R. A., Wien 1899.   | [3] BECKER, A.: Das Viertel unter dem Manbartsberg. Heimatkunde v. N.Ö., Wien 1925.                |
| [2] BACHMAYER, F.: Bericht über Kartierungsarbeiten im Bereiche der Waschbergzone auf den Blättern Mistelbach und Pöysdorf. Verh. d. Geol. B. A., Wien 1954. | [4] BÜDEL, J.: Fossiler Tropenkarst in der Schwäbischen Alb und in den Ostalpen. Erdkunde 5, 1951. |

- [5] GLÄSSNER, M.: Geologische Studien in der äußeren Klippenzone. Jb. d. Geol. B. A. 81, Wien 1931.
- [6] GRILL, R.: Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn. Jb. d. Geol. B. A., Wien 1953.
- [7] — Aufnahmen 1953 auf den Blättern Mistelbach und Poysdorf. Verh. d. Geol. B. A., Wien 1953.
- [8] — Aufnahmen 1954 auf den Blättern Mistelbach und Poysdorf. Verh. d. Geol. B. A., Wien 1954.
- [9] — Aufnahmen 1955 auf den Blättern Wildendürnbach und Stockerau. Verh. d. Geol. B. A., Wien 1955.
- [10] — Exkursionsweg Absberg—Stockerau—Korneuburg—Wien in Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. Verh. d. B. A., Sonderheft D, Wien 1955.
- [11] HASSINGER, H.: Geomorphologische Studien aus dem Inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Pencks Geogr. Abhdlgn. 1905.
- [12] HAUER, R.: Die tertiären Schotter des westlichen Weinviertels. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 1930.
- [13] — Zur Frage der tertiären Schotter des westlichen Weinviertels. Verh. d. Geol. B. A., Wien 1935.
- [14] JESSEN, O.: Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie. Z. f. Geomorph. 1938.
- [15] KEINDL, J.: Untersuchungen über die tertiären Schotter des westlichen Weinviertels. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 1929.
- [16] KOHN, V.: Geologische Beschreibung des Waschbergzuges. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1911.
- [17] KREBS, N.: Morphologische Beobachtungen in Südindien. Abh. d. Preuß. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., XXIII, Berlin 1933.
- [18] LÖSCHE, H.: Lassen sich die diluvialen Breitenkreise aus klimabedingten diluvialen Vorzeitformen rekonstruieren? Arch. Deutsch. Seewarte 48, Hamburg 1930.
- [19] NEEF, E.: Zur Genese des Formenbildes der Rumpfigebirge. Pet. Mitt., 1955.
- [20] POSER, H.: Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmelszeit. Naturwissenschaften 34/1947.
- [21] — und MÜLLER, T.: Studien an den asymmetrischen Tälern des Niederbayrischen Hügellandes. Nachr. d. Akad. d. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., 1951.
- [22] RIEDL, H.: Die Verkarstung der Juraklippen in der niederösterreichischen Waschbergzone (Versuch einer morphographischen Darstellung). „Die Höhle“ 1957.
- [23] — Die Verkarstung des mesozoischen Bereiches der niederösterreichischen Waschbergzone (Leiser Berge). II. Bericht. „Die Höhle“ 1958.
- [23a] — Beiträge zur Morphologie des Gebietes der Waschbergzone. Diss. phil. Univ. Wien 1958.
- [24] SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. 1950.
- [25] SPREITZER, H.: Über die Entstehung der Großformen der hohen Gurktaler Alpen. Carinthia II, 1951.
- [26] VETTERS, H.: Exkursion nach Ernstbrunn und Nodendorf. Mitt. d. naturw. Vereines a. d. Univ. Wien, 1912.
- [27] — Mitteilungen aus dem tertiären Hügellande unter dem Manhartsberge. Verh. d. Geol. R. A. 1914.
- [28] — Das Erdöl im Wiener Becke. Tägliche Berichte über die Petroleumindustrie. 29, 1935.
- [29] WALDNER, F.: Die Höhlen Niederösterreichs. Mitt. über die Höhlen- und Karstforschung, Berlin 1938.
- [30] WINKLERN-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftepiel und Landformung. Springer, Wien 1956.
- [31] WISSMANN, H.: Über seitliche Erosion. Colloquium Geographicum, 1951.

# Morphographische Karte des Gebietes der Leiser Berge u. des Falkensteiner Höhenzuges

## LEGENDE:

- |  |  |  |  |
|--|--|--|--|
|  | Niveau A (Leiser Berge) = 450 m.                           |  | Tektonisch verstellte Ebenheiten des N.A.  |
|  | Niveau B = 400 m.  |  | Mulden u. Sahlentäler mit breitem Talboden u. schwachem Gerinne  |
|  | Höhen von 300 - 395 m.                                     |  | Trockentäler   |
|  | Niveau C = 360 m.<br>verstärkte Linie = gehobene Fläche    |  | Kerbtäler (Jura), Tobel (Tertiär)  |
|  | Niveau D = 300 m.  |  | Talstrecken mit großem Asymmetriegrad (Exposition des Steilhanges)   |
|  | Niveau E <sub>1</sub> = 280 m. 1. Stufe<br>260 m. 2. Stufe |  | Senken-Ausräumzonen  |
|  | Niveau E <sub>2</sub> = 240 m.                             |  | Jura-Kreide Bereich im Raum der L. Bge   |
|  | Niveau E <sub>3</sub> = 225 m.<br>205 m. östl. Mistelbach  |  | Morphologisch wichtige Brüche  |
|  | Deutliche Ebenheit i. betr. N.                             |  | Periglaziale Aufschlüsse<br>Würgeböden, Kryoturbae, Strukturen, Solifluktion,<br>Eisrinne (Nur D), (Buchstaben unter Signatur: siehe Text) |
|  | Rücken (Riedel) i. betr. N.                                |  | Terrassenabfall zur Lauer- bzw.<br>Nikolsburger Tiefenzone   |
|  | Kuppen i. betr. N.   |  | Gehängeknick des Westabfalles des<br>Falkensteiner Berglandes  |

0 1 2 3 4 5 Km

