

Geologie und Flußgeschichte der Iller

von Dr. Wolfgang Sprenger

Inhalt

1. Einführung

2. Die Ur-Iller und das schwäbische Molassemeer

3. Erdgeschichtliche Entwicklung der Iller-Lech-Platte

4. Abflußrichtungen der Iller

4.1 Lage des Illertales im Gebirgsrahmen

4.2 Die Entwicklung während des Pleistozäns

4.3 Der Illerlauf vom Illerursprung bis Altusried

4.4 Der Illerlauf von den würmglazialen Endmoränen bis zur Donau

4.5 Hydrogeologischer Aufbau des Illertales

Anhang Literaturverzeichnis

2 Die Ur-Iller und das schwäbische Molassemeer

Das Molassebecken im Alpenvorland nahm den Abtragungsschutt während der alpidischen Gebirgsbildung auf. Das Sedimentbecken mit einer Länge von 600 km und einer Breite von 125 km wurde in Längsrichtung vor einem bedeutenden Flußsystem durchflossen, das die von Süden ankommenden Alpenflüsse aufnahm. Nach dem Rückzug des Molassemeeres der Unteren Meeremolasse im Oberoligozän bis Untermiozän, also vor etwa 28 Mio. Jahren, entwässerte dieses Flußsystem von Westen nach Osten, ähnlich wie die heutige Donau, und mündete im Gebiet des heutigen Oberbayern in ein seichtes Meer. Nach der Regression des Molassemeeres der Oberen Meeremolasse im Mittel- und Obermiozän, vor etwa 18 Mio. Jahren, bildete sich wieder ein Ost-West orientiertes Flußsystem aus, das nun aber nach Westen entwässerte und dessen Mündung im Gebiet des heutigen Rhônetales lag (Abb. 2; Scholz, 1995).

Die Nordküste des miozänen Molassemeeres lag mitten auf der Schwäbischen Alb. Das Kliff, das die Brandung dieses Molassemeeres vor 20 Mio. Jahren in die harten Jurakalke nagte, ist heute noch als Steilstufe erkennbar. Die buchtenreiche Südküste muß ursprünglich im Bereich der Faltenmolasse gelegen haben. Große Flüsse, u.a. die Ur-Iller, schütteten große Kiesdeltas von Süden her in das Molassebecken vor (Abb. 3).

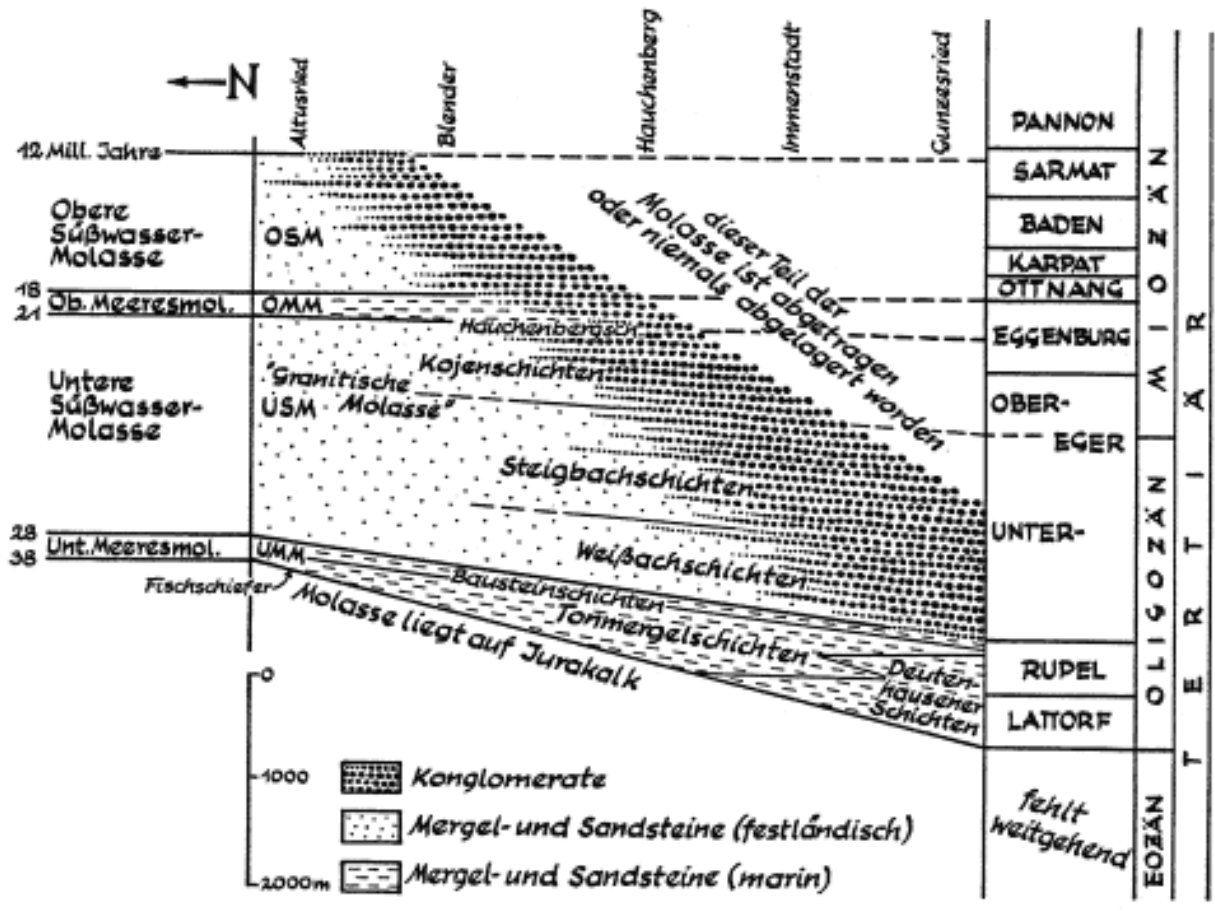


Abb. 2: Vereinfachte Schichtenfolge der Molasse in einem Nord-Süd-Profil entlang des Illertales zwischen den Immenstädter Nagelfluhbergen und dem Alpenvorland.

Der Vertikalmaßstab unten links orientiert sich nicht an der Zeit, die zur Bildung der Sedimente notwendig war, sondern an deren Mächtigkeit, und ist außerdem stark überhöht. Im Gebiet der Faltenmolasse sind alle Falten geglättet und alle Aufschiebungen zurückgenommen. Im Profil wird das allmähliche Nordwandern der Grobkieschüttung des Hochgrat-Adelegg-Schwemmfächers ersichtlich (aus Scholz, 1995).

Die Küstenlinie änderte sich rasch, je nachdem, ob die Erosion und Sedimentation der Flußsysteme oder die Absenkung des Meerestrogas überwog. Dieser Wechsel von Transgression und Regression des Molassemeeres führte zu einer engräumigen Verzahnung von grobkörnigen Sandsteinen (Bryozoensandsteine, Muschelsandsteine und Konglomerate), abgelagert während Transgression und Regression, und den feinkörnigen Sedimenten der Sandmergelserie, als die Südküste weiter südlich lag. Während einer längeren Regressionsphase kam es zur Bildung kohleführender Süßwasserablagerungen sowohl an der Südküste, als auch am Südrand der Schwäbischen Alb (Kirchberger Schichten).

Die Sedimente der Oberen Meeresmolasse aus dem Untermiozän sind heute größtenteils durch die Obere Süßwassermolasse aus dem Mittel- bis Obermiozän bedeckt. Nur im Talraum der Donau und in den nördlich angrenzenden Teilen der Schwäbischen Alb sowie als Streifen im Bereich der gefalteten (subalpinen) Molasse tritt die Obere Meeresmolasse zutage. Sie besteht hier aus Wechselfolgen von grobkörnigen Konglomeraten und Sandsteinen, z.T. mit eingelagerten Austerbänken im Brandungsbereich des Molassemeeres. Größtenteils kamen jedoch schwach geschichtete, grünlich-graue, glaukonitführende Sande und dünnbankige, dunkle, sandige Mergel zur Ablagerung.

Der zweifellos größte Fluß im tertiären Allgäu, die Ur-Iller, schüttete den Hochgrat-Adelegg-Fächer auf. Das Schüttungszentrum dieses Flußsystems lag nicht im Bereich des heutigen Illertales, sondern ca. 10 km westlich, im Hochgrat-Gebiet. Die Quelle des geschütteten Materials ist in den Zentralalpen zu suchen, wie viele darin enthaltene Kristallingerölle belegen. Mehr als 20 Mio. Jahre dauerte es, bis sich der ca. 1000 km² große Kiesschwemmfächer vom Hochgrat bis zur Adelegg vorbaute (Scholz, 1995).

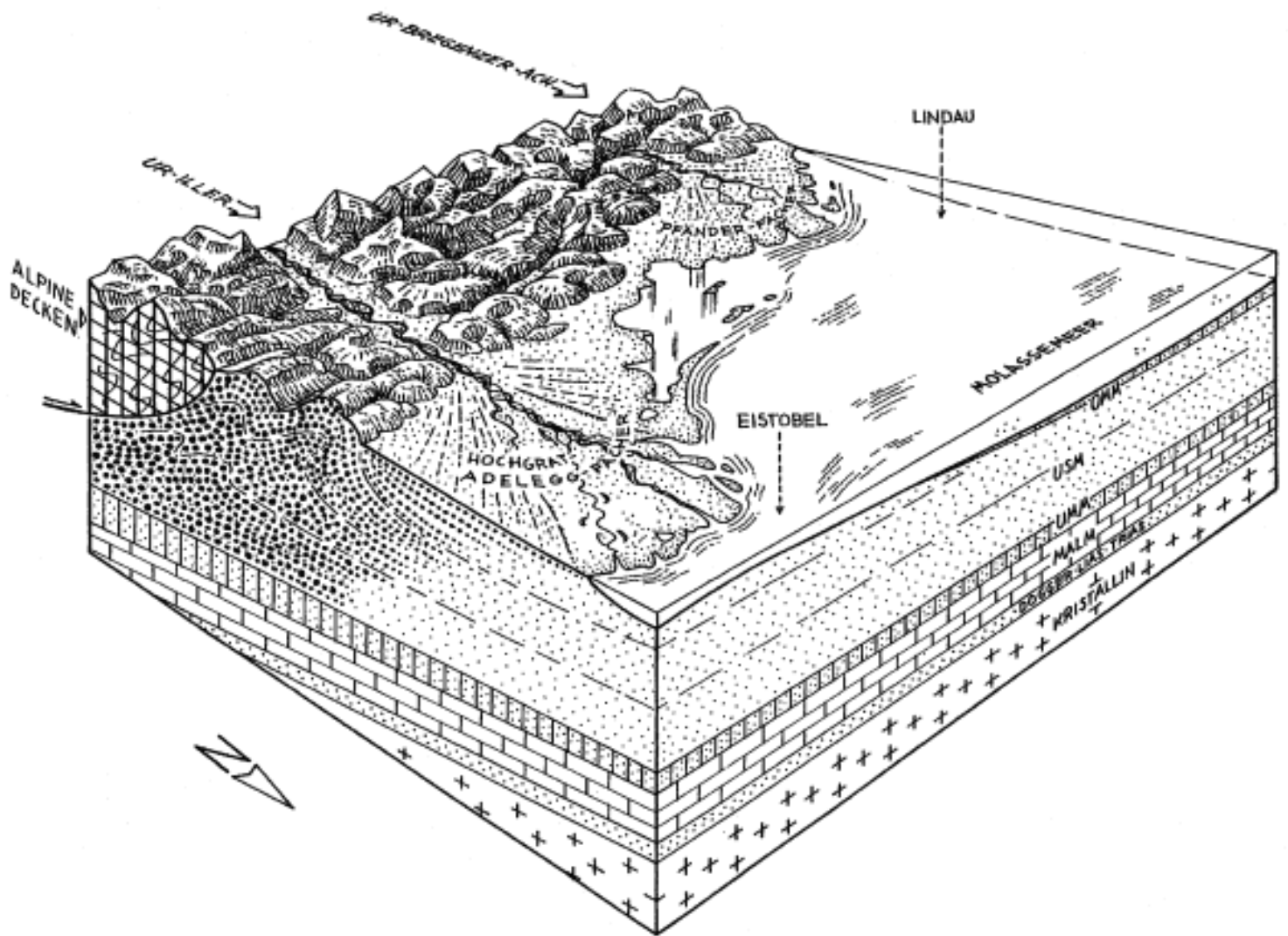


Abb. 3: Der Südrand des Molassebeckens im Allgäu kurz nach der Überflutung des Alpenvorlandes durch das Molassemeer im Untermiozän.

Rasch fließende Alpenflüsse liefern grobe Kiese (grob punktiert), die als ausgedehnte Kiesschwemmfächer bzw. Deltas in das Molassemeer vorgeschüttet werden. Die Sedimentfracht der Ur-Iller läßt den Hochgrat-Adelegg-Fächer, die Sedimentfracht der Ur-Bregenzer Ach den Pfänderfächer entstehen. Gleichzeitig werden im Vorfeld der Schwemmfächer feinkörnige Sedimente (fein punktiert) abgelagert. Während der Ablagerungsraum der Molasse nach Norden wandert, werden ihre südlichen Anteile bereits von den nach Norden vorstoßenden alpinen Decken (kreuzschraffiert) überschoben und gefaltet (aus Scholz, 1995).

Der enorme Schuttanfall beruht auf der Nord-Süd-Einengung der Alpen, bedingt durch die Kollision des Euroasiatischen Kontinentes mit der Adriatischen Mikroplatte. Die Kontinentkollision begann in der Unterkreide (vor etwa 110 Mio. Jahren), erreichte ihren Höhepunkt im Oligozän und Miozän (vor 30 bis 10 Mio. Jahren) und ist nachwievor – allerdings auf einem niedrigeren Niveau – im Gange. Die damit zusammenhängende Decken- und Schertektonik führte zu einer starken Hebung des Alpenkörpers um mehrere Kilometer, teilweise sogar Zehnerkilometer, und gleichzeitig zu großflächiger Erosion und kräftigem Schuttransport in das nördliche angrenzende Molassebecken. Während die Molassesedimente aus südlicher Richtung von den alpinen Decken überfahren und gefaltet wurden, verlagerte sich der Bereich des Sedimenttroges mit der größten Absenkung nach Norden und die Kiesschwemmfächer drangen vom Beckensüdrand immer weiter nach Norden vor.

Die jüngsten Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse, die im Gebiet zwischen Illertissen und Augsburg zu finden sind, gehören dem Obermiozän an. Damit endet im Molassebecken die Sedimentation für viele Jahrtausende.

3 Erdgeschichtliche Entwicklung der Iller-Lech-Platte

Die Landschaft bis zur Donau – die ausgedehnte Iller-Lech-Platte – ist im Gegensatz zum südlichen Illerlauf fast ausschließlich klimamorphologisch geformt. Anhand der übereinander liegenden Schotterfelder wurde hier (bei Grönenbach) erstmals die mehrfache Wiederholung der eiszeitlichen Vorlandvergletscherung erkannt.

Zwischen den würmglazialen Endmoränen des Iller- und Lechgletschers und der Donau sind, im Gegensatz zu östlich gelegenen Regionen des Alpenvorlandes die Ablagerungen älterer Eiszeiten erhalten geblieben. Die starke Hebung des schwäbischen Alpenvorlandes im jüngsten Tertiär bewirkte, daß die Flußsysteme sich tief in die Tertiäroberfläche einschnitten und nicht, wie sonst verbreitet, die frühglazialen Sedimente flächenhaft ausräumten. Diese natürliche Eintiefung der Flüsse ergab sich zwangsläufig zum einen aus dem übersteilten Gefälle der Schuttkegel, das jeder Fluß auszugleichen versucht, und zum anderen aus der generellen Anpassung an den Hauptvorfluter Donau, der sich seinerseits an den generellen Geländeabtrag anzupassen hatte.

Zusammenhängende Reste aus dem älteren Pleistozän sind auf den plateauartigen Höhenrücken zwischen den jungen Nord-Süd orientierten Tälern erhalten. In ihrer Gesamtheit werden sie westlich des Illerlaufes als Iller-Riß-Platte, östlich davon als Iller-Lech-Platte bezeichnet. Die quartären Schottervorkommen sind zum überwiegenden Teil als Verebnungsflächen, sogenannte Terrassen, ausgebildet, die deutlich höher liegen als die breiten Schmelzwassertäler der letzten Eiszeit. Diese Terrassen sind gegen die jüngeren Täler mit scharfen Erosionskanten abgesetzt und begleiten diese als lang hinziehende Rampen. Diese Terrassenschotter werden als Relikte älterer Talfüllungen angesehen, die sukzessive durch jeweils jüngere Gewässersysteme erodiert wurden (Abb. 4).

Die im Vorfeld der Moränenlandschaft liegenden Schotterkörper, speziell die hochgelegenen Deckenschotter, aber auch die rißglazialen Hochterrassenschotter, sind tiefgründig verwittert. Die tiefbraunen, lehmigen, völlig entkalkten Böden sind in der Regel mehr als 2,5 m mächtig, lokal erreichen sie sogar Mächtigkeiten von mehr als 10 m. Einsickerndes Oberflächenwasser und zirkulierendes Grundwasser führte zur Kalklösung und Kalkfällung. Diese Calcit ausfällungen führten dazu, daß die Schotter lagenweise, mitunter sogar vollständig, zu porösen Konglomeraten, der sogenannten Nagelfluh, verbacken sind. Die intensive Lösungsverwitterung wiederum bewirkte, daß das bestehende Netz von Hohlräumen erweitert und teilweise auch zusätzliche Hohlräume geschaffen wurden, die z.B. oberflächlich als kleine Dolinen zutage treten. Häufig zu beobachten sind röhrenförmige Verwitterungsschlote ("geologische Orgeln"). Diese Phänomene sind mit Verwitterungserscheinungen in Karstlandschaften, wie beispielsweise der Schwäbischen Alb, vergleichbar und haben eine erhöhte Wasserwegsamkeit in diesen Deckenschottern und ergiebige Quellaustritte an der Basis der Schotterkörper zur Folge.

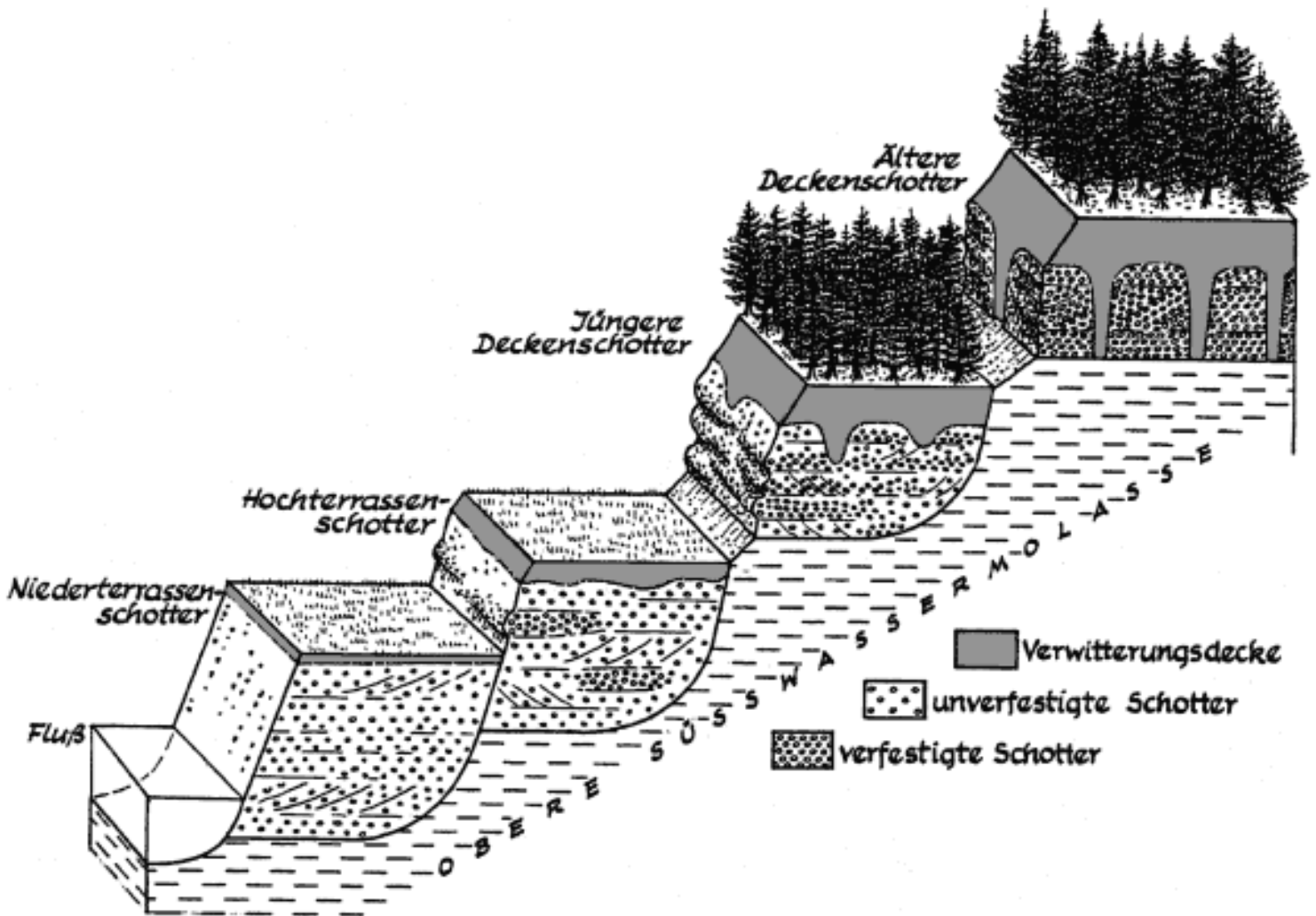


Abb. 4: Terrassenstratigraphie im schwäbischen Alpenvorland (schematisch).

Bei den quartären Schottern und Konglomeraten der Iller-Lech-Platte handelt es sich um Erosionsreste der Kiesfüllungen breiter Schmelzwassertäler. Sie sind umso älter, je höher sie liegen. Mit zunehmendem Alter steigen ihr Verfestigungsgrad und die Mächtigkeit ihrer Verwitterungsdecken. Bei den älteren Schottern bildeten sich durch intensive Lösungsverwitterung vielfach röhrenförmige, tiefgründige Verwitterungsschlote, sog. "geologische Orgeln" (aus Scholz, 1995).

Prinzipiell kann man feststellen, je älter die quartären Schotter und Konglomerate der Iller-Lech-Platte sind, desto geographisch höher liegen sie. Mit zunehmender Höhenlage steigt auch der Verfestigungsgrad, die Mächtigkeit der Verwitterungsdecke (Lößlehm), der Zersetzungsgrad der Dolomit-, Kalkstein-, und Kristallingerölle und die Intensität der Erosion. Die plateauartig ausgebildeten Schotterfelder sind in der ehemaligen Abflußrichtung schwach geneigt. Die heutigen Terrassenkanten liegen im Süden höher als im Norden. Das Oberflächengefälle der Schotterkörper und demzufolge auch das Wasserspiegelgefälle der darin enthaltenen Grundwasserkörper nimmt nach Norden ab.

Insgesamt können im schwäbischen Alpenvorland bis zu neun verschieden alte Terrassenniveaus unterschieden werden. Vier tiefer gelegene, jüngere Schotterterrassen sind mit Moränen am Alpenrand korrelierbar. Die Niederterrassenschotter sind der Würmeiszeit, die Hochterrassenschotter der Rißeiszeit, die Jüngeren Deckenschotter der Mindeleiszeit und die Älteren Deckenschotter den Donau-Kaltzeiten und der Günzeiszeit zuzuordnen (siehe Abb. 5). Die höher gelegenen, noch älteren Schotterterrassen sind nicht mit überlieferten Moränen korrelierbar. Diese ältesten Deckenschotter werden der Biber-Kaltzeit zugerechnet (nach Scholz, 1995).

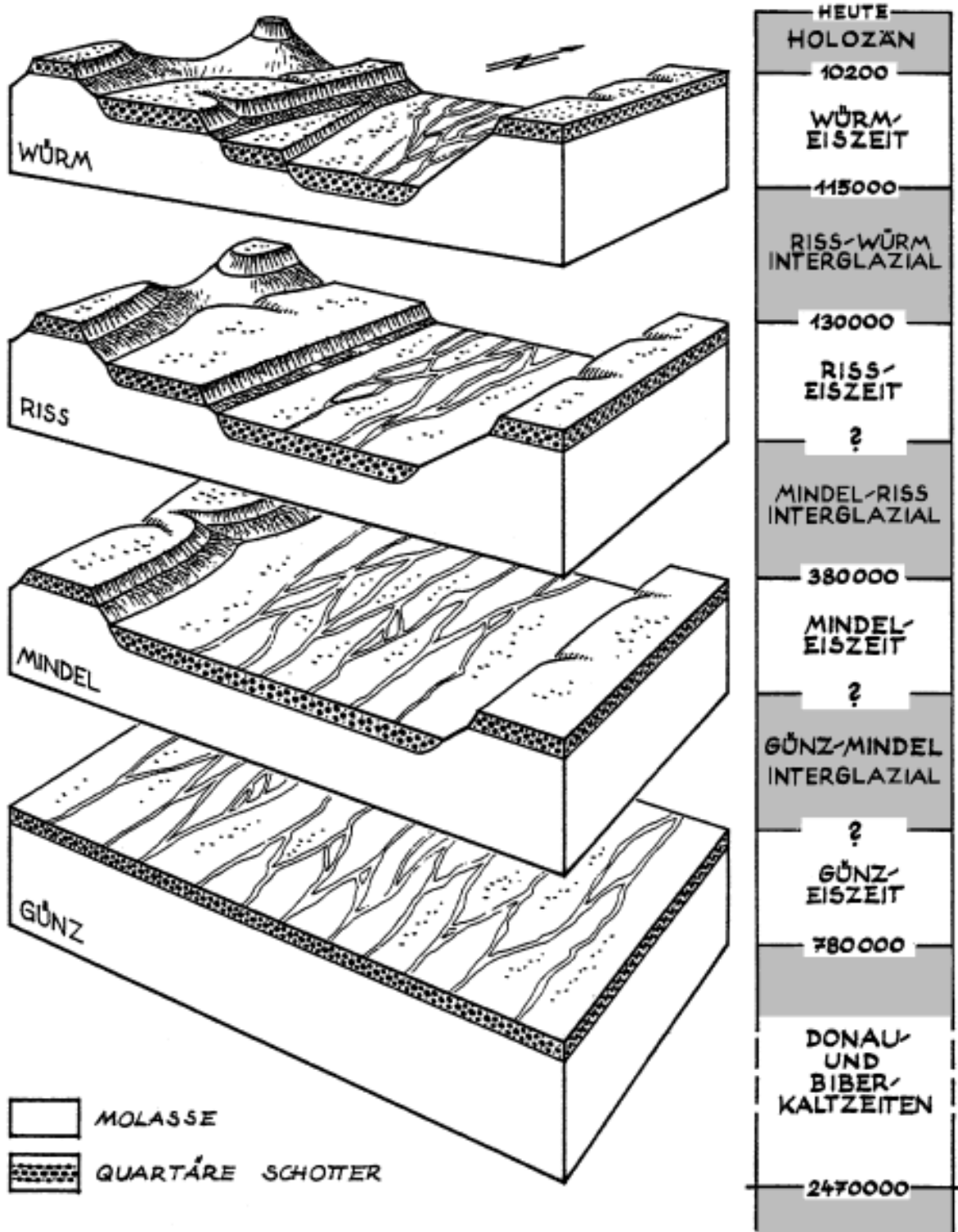


Abb. 5: Die klassische Quartärgliederung im Alpenvorland und die Entwicklung einer typischen eiszeitlichen Terrassenlandschaft - in Anlehnung an die geologische Situation bei Grönenbach.

Donau-Kaltzeiten bis Günzeiszeit. Das von Süden kommende Schmelzwasserflußsystem der alpinen Gletscherfront bildet riesige Schotterflächen. Die morphologisch am höchsten liegenden Älteren Deckenschotter werden abgelagert.

Mindelzeit: Die mindelglazialen Schmelzwasserflüsse tiefen in die Oberfläche der Älteren Deckenschotter breite Erosionstäler ein und füllen sie mit ihren Schmelzwasserkiesen. Diese Jüngeren Deckenschotter erreichen jedoch nicht mehr das Niveau der Älteren Deckenschotter.

Rißzeit: Die rißglazialen Schmelzwasserflüsse erodieren wiederum die beiden älteren Schotterfluren und es kommen die Hochterrassenschotter zur Ablagerung.

Würmeiszeit: Die würmglazialen Schmelzwasserflüsse lagern ihre Kiese in den weiträumigen Tälern ab, die in alle älteren Schotterflächen tief eingeschnitten sind. Es entstehen die am tiefsten gelegenen Niederterrassenschotter (aus Scholz 1995; Altersangaben nach Jerz, 1993).

4 Abflußrichtungen der Iller

Die Veränderungen der Abflußrichtung lassen sich bis zu einem gewissen Grad anhand der unterschiedlichen Geröllzusammensetzung der Schotter rekonstruieren. Das Alter der Schotterkörper kann durch Verfestigungsgrad, Verwitterungsgrad, Mächtigkeit der auflagernden Bodenhorizonte und die relative Höhenlage der Schotterkörper näher eingegrenzt werden. In jüngster Zeit wird zur Altersbestimmung der Aufbau der Lößdecken herangezogen, die während der Kaltzeiten äolisch, also durch die Fallwinde aus den Alpen, verfrachtet und auf vielen älteren Terrassen abgelagert wurden. Die Anzahl der Paläobodenhorizonte, die innerhalb der Lößdecken sedimentiert wurden, läßt auf das relative Alter des darunter liegenden Schotterkörpers schließen. Man geht davon aus, daß die Schmelzwässer des Iller-Vorlandgletschers in den Eiszeiten der Flußrinne gefolgt sind, die während der vorangegangenen Warmzeit, dem sogenannten Interglazial, angelegt wurden. Während dieser Interglaziale erodierten die Flußsysteme, hier speziell die Iller, zunächst die Schotterfelder und Moränen der jeweils vorangegangenen Eiszeit und schufen schließlich breite Täler, die teilweise tief bis in den tertiären Untergrund reichten. Während der folgenden Kaltzeit hielt diese Tendenz zur tiefgründigen Erosion noch an, bis sich die Gletscher weit in das Alpenvorland vorschoben und die geröllbeladenen Schmelzwasserflüsse diese breiten und tiefen Täler wieder mit Sand und Kies auffüllten. Dabei erreichten die jüngeren Schotterfelder nicht mehr das Niveau der älteren Schotterfelder und es blieben am Talrand die älteren Sanderflächen als Terrassen zurück.

4.1 Lage des Illertales im Gebirgsrahmen

Im Kartenbild fällt der geradlinige, von Süden nach Norden gerichtete Taleinschnitt des Illertales innerhalb der Allgäuer Alpen besonders auf. Das inneralpine Tal ist deutlich tektonisch, d.h. durch die Bewegungen der Erdkruste, vorgezeichnet und später, während des Quartärs, vom Gletschereis ausgeformt worden.

Dominiert bis etwa Martinszell die Tektonik über die Glazialmorphologie, so tritt der eiszeitliche Formenschatz flußabwärts bis zur Mündung in die Donau stärker hervor. Dies gilt besonders für den Streckenabschnitt von Kempten bis Altusried.

Zwischen Pfronten und Oberstdorf ist ein bemerkenswertes tektonisches Phänomen nämlich die sogenannte Allgäuwendung zu beobachten. Hier biegt der Nordrand der Nördlichen Kalkalpen um rund 30 km nach Nordwesten um und schwenkt erst bei Pfronten wieder in die WSW-ENE-Richtung zurück. Während die *Nördlichen Kalkalpen* im Füssener Gebiet mit großen Höhen unmittelbar an das Vorland heranreichen – wobei die stratigraphischen Einheiten des Flyschs und des Helvetikums tektonisch stark reduziert sind und sich nur noch als schmale Streifen nach Osten fortsetzen – so sind an der Iller Flysch und Helvetikum mit eigenen Hochgebietsformen weit verbreitet. Die Massive der Kalkhochalpen, wie etwa Großer Widderstein oder Mädelegabelgruppe südlich und südöstlich des Kleinen Walsertales, befinden sich vom Alpenrand aus gesehen im Hintergrund, während östlich der Iller die Nördlichen Kalkalpen, vertreten durch die Berge des Ostrachtales, bereits nahe dem Alpenrand in Erscheinung treten.

Die *Faltenmolasse* am Alpenrand, die durch den Nordschub der alpinen Deckenstapel verformt wurde, macht die Allgäuwendung ebenfalls mit – wenn auch in abgeschwächter Form. Im Zuge der Faltung der alpinen Molassesedimente wurden zahlreiche Längs- und Querstörungen angelegt. Diese Schwächezonen wurden vom Gewässernetz, einschließlich der Iller, bevorzugt genutzt. Der Bereich der Faltenmolasse ist westlich der Iller breiter angelegt und zeichnet sich morphologisch durch Hochgebietsformen aus, wie z.B. Hochgrat und Rindalphorn in der Schweiz, während die Molasseberge östlich der Iller nur Mittelgebirgscharakter haben.

Die große Horizontalflexur (= Umbiegung) der Allgäuwendung steht in direktem Zusammenhang mit tiefgreifenden, S-N gerichteten Störungen, die vom Kalkalpin bis in die Faltenmolasse reichen. In dem etwa S-N orientierten Spannungsfeld erfolgten die Faltung der alpennahen Molasse, Seitenverschiebungen, die Hebung und Absenkung einzelner Krustenblöcke und die Ausbildung eines Kluftsystems mit SW-NE- und NW-SE-Klüften.

Die Erosion setzte bereits im Tertiär ein und es bildete sich ein

Gewässernetz aus. Vorläufer des Illertales und seiner Seitentäler entstanden. Die Gletscher gestalteten dieses Gewässernetz um, verbreiterten die Täler und räumten sie aus.

Bemerkenswert ist, daß das eigentliche Illertal nicht in den Nördlichen Kalkalpen liegt, sondern erst im Flysch und Helvetikum ansetzt. Lediglich die Zuflüsse reichen knapp bis in die Nördlichen Kalkalpen. Im Norden – am Alpenrand – bildet die, der Erosion widerstehende Nagelfluhkette trotz Flexur ein deutliches tektonisches Hindernis für den Abfluß der Iller.

4.2 Die Entwicklung während des Pleistozäns

Die Älteren Deckenschotter der Donau-Kaltzeiten bilden die Hochflächen beiderseits der Iller zwischen Kellmünz und Illertissen, die Älteren Deckenschotter der Günzeiszeit die Hochflächen beiderseits der Iller zwischen Illertissen und Ulm. Auf den überwiegend zu Konglomeraten verbackenen Schottern liegen 5 bis 10 m mächtige Verwitterungsdecken (v.a. Lößlehme).

Geographisch deutlich tiefer liegen die Terrassen und Plateaus der mindedeiszeitlichen Jüngeren Deckenschotter, z.B. gut erhalten südlich von Woringen und im Grönenbacher Wald, auf dem Höhenrücken zwischen Illertal und Memminger Trockental. Sie tragen ebenfalls bis 10 m mächtige Lößdecken. Nach Süden, zum Liefergebiet hin, wird die Körnung der Deckenschotter immer gröber und die Schichtung immer undeutlicher. Die Stirn des Iller-Vorlandgletschers, gekennzeichnet durch Reste von Endmoränenwällen, reichte während der Mindedeiszeit im Günztal bis Engetried, im Memminger Trockental bis Ittelsburg und im heutigen Illertal bis nördlich der Fluhmühle.

Die würmeiszeitlichen Endmoränen bei Fluhmühle im heutigen Illertal und bei Ziegelberg, südlich von Grönenbach im Memminger Trockental, sind morphologisch kaum erkennbar. Aus der Moränenmasse der Stirn des Vorlandgletschers gehen der Schmelzwasserkegel von Legau und der des Memminger Trockentales unmittelbar, ohne große morphologisch auffällige Wälle, hervor.

Die größeren jungen Täler, wie z.B. das Rothtal, werden randlich, ca. 10 m bis 15 m über dem Niveau der würmeiszeitlichen Niederterrassenschotter von Hochterrassenschottern der Rißeiszeit begleitet. Typische Hochterrassen sind nördlich von Grönenbach im Memminger Trockental und zwischen Buxheim und Kardorf östlich des rezenten Iller-Flußbettes, wo eine mehrere Kilometer breite Hochfläche erhalten ist, zu finden. Im Günz- und Rothtal reichen die Hochterrassenschotter nach Norden bis zum Donautal. Die Verwitterungsdecke ist normalerweise nur noch 1,5 bis 3 m mächtig.

Rißglaziale Altmoränenwälle sind nur noch vereinzelt eindeutig erkennbar. Sie sind morphologisch weniger prägnant und liegen deutlich nördlich der würmglazialen Endmoränen. Die weite Verbreitung der Altmoränen zeugt von einer, im Vergleich mit der Würmeiszeit bedeutend größeren Ausdehnung der rißeiszeitlichen Vorlandgletscher.

Der heutige Verlauf des Illertales wurde im wesentlichen von der letzten Eiszeit, der Würmeiszeit, geprägt. Die Gletscher erreichten zu dieser Zeit ihre größte Ausdehnung und im Alpenvorland kamen die Niederterrassenschotter zur Ablagerung. Ur-Aitrachtal und Unteres Illertal bildeten während der Würmvereisung ein zusammenhängendes Schmelzwassertal. Zu dieser Zeit entstanden die großen Schotterfelder

des Unteren Illertales, wie Steinheimer Feld, Fellheimer Feld und Memminger Feld.

Die bis zur Wende Tertiär/Quartär entwickelten Landformen wurden im Laufe des Einzeitalters weitgehend umgestaltet. Bedeutende Veränderungen betreffen vor allem das Tal- und Gewässernetz, obwohl inneralpin der markante S-N-Einschnitt bestimmend bleibt, und sich somit die Tektonik durch den eiszeitlichen Formenschatz mit seinen verhüllenden Lockersedimenten durchpaust. Die Überformung des Gebietes erfolgte durch den pleistozänen Illergletscher und seine Seitengletscher mit den Allgäuer Alpen als Einzugsgebiet.

Der Haupteisstrom des Illergletschers setzte sich in den verschiedenen Eiszeiten aus den Eisströmen aus dem Breitach-, Stillach- und Trettachtal zusammen, die sich im Oberstdorfer Becken vereinigten. Bei Sonthofen flossen dem Illergletscher zwei bedeutende Seitengletscher zu, der Ostrachgletscher mit Eisströmen aus dem Hintersteiner und Rettenschwanger Tal und der Gunzesrieder Achgletscher mit einem kräftigen Eisstrom aus dem Ostertal.

Die im Illertal gesammelten Eismassen drangen zwischen dem Grünten bei Burgberg und dem Mittagberg bei Immenstadt aus dem Alpenraum heraus und breiteten sich im Vorland zu einem großen Eisfächer aus. Am weitesten nach Norden stieß der mindelzeitliche Illergletscher vor. Knapp dahinter liegen die rißeiszeitlichen Endmoränen, während die würmeiszeitlichen Endmoränen sogar einige Kilometer zurückliegen. Der Illergletscher – auch der würmeiszeitliche – hing über das Alpseetal mit dem erheblich größeren Rheingletscher zusammen und im Kemptener Wald verband er sich mit dem Wertachgletscher.

Nach dem Rückzug des Eises von den Würmendmoränen – und mit Sicherheit auch im Anschluß an ältere Vereisungen – füllten eine größere Anzahl von Seen die durch glaziale Erosion entstandenen Becken. Die Gletschertrübe bildete das Ausgangsmaterial für die verbreiteten Seetone. Die Mehrzahl dieser Becken verlandete bereits im Spät- bis frühen Postglazial. Es handelte sich teilweise um ausgedehnte See, wie Bohrungen und seismische Untersuchungen belegen. Die heute stark verdichteten Seetonablagerungen in den vom Gletscher übertieften Wannen des Illertales konnten durch den schwächeren würmeiszeitlichen Gletscher offenbar nicht wieder ausgeräumt werden. Sie sind von unverdichteten Bänderschluften der letzten Eiszeit und von einer Reihe spät- und postglazialer Bildungen, wie Mooren, Schottern von Schwemmfächern und Flußgeschieben sowie Auenböden überlagert. Im Illertal existierte zwischen Sonthofen und Altusried eine Kette von Seen, die an Molasseschwellen und Moränenwällen aufgestaut wurden. Der südlichste dieser sogenannten Illerseen war der ehemalige Immenstädter See. Er erstreckte sich von südlich Altstädten bis zur Greggenhofener Molasseschwelle im Norden und besaß einen Überlauf bei der Unterzollbrücke. Die Obergrenze der Seeablagerungen liegt bei

Immenstadt bei etwa 730 m ü. NN, der höchste Seewasserspiegel wird bei 740 m ü. NN angenommen. Nördlich der Greggenhofener Molasseschwelle erstreckte sich der ehemalige Seifener See bis zur nördlichen Begrenzung des Werdensteiner Moores. Von Kempten bis Altusried reichte der große Kemptener Eisrandstausee, der älteste dieser Seenkette und wahrscheinlich auch der See, der zuerst verlandete (nach Schwerd et al., 1983).

Im Kartenbild fällt der geradlinige, von Süden nach Norden gerichtete Taleinschnitt des Illertales innerhalb der Allgäuer Alpen besonders auf. Das inneralpine Tal ist deutlich tektonisch, d.h. durch die Bewegungen der Erdkruste, vorgezeichnet und später, während des Quartärs, vom Gletschereis ausgeformt worden.

Dominiert bis etwa Martinszell die Tektonik über die Glazialmorphologie, so tritt der eiszeitliche Formenschatz flußabwärts bis zur Mündung in die Donau stärker hervor. Dies gilt besonders für den Streckenabschnitt von Kempten bis Altusried.

Zwischen Pfronten und Oberstdorf ist ein bemerkenswertes tektonisches Phänomen nämlich die sogenannte Allgäuwendung zu beobachten. Hier biegt der Nordrand der Nördlichen Kalkalpen um rund 30 km nach Nordwesten um und schwenkt erst bei Pfronten wieder in die WSW-ENE-Richtung zurück. Während die Nördlichen Kalkalpen im Füssener Gebiet mit großen Höhen unmittelbar an das Vorland heranreichen – wobei die stratigraphischen Einheiten des Flyschs und des Helvetikums tektonisch stark reduziert sind und sich nur noch als schmale Streifen nach Osten fortsetzen – so sind an der Iller Flysch und Helvetikum mit eigenen Hochgebietsformen weit verbreitet. Die Massive der Kalkhochalpen, wie etwa Großer Widderstein oder Mädelegabelgruppe südlich und südöstlich des Kleinen Walsertales, befinden sich vom Alpenrand aus gesehen im Hintergrund, während östlich der Iller die Nördlichen Kalkalpen, vertreten durch die Berge des Ostrachtales, bereits nahe dem Alpenrand in Erscheinung treten.

Die Faltenmolasse am Alpenrand, die durch den Nordschub der alpinen Deckenstapel verformt wurde, macht die Allgäuwendung ebenfalls mit – wenn auch in abgeschwächter Form. Im Zuge der Faltung der alpinen Molassesedimente wurden zahlreiche Längs- und Querstörungen angelegt. Diese Schwächezonen wurden vom Gewässernetz, einschließlich der Iller, bevorzugt genutzt. Der Bereich der Faltenmolasse ist westlich der Iller breiter angelegt und zeichnet sich morphologisch durch Hochgebietsformen aus, wie z.B. Hochgrat und Rindalphorn in der Schweiz, während die Molasseberge östlich der Iller nur Mittelgebirgscharakter haben.

Die große Horizontalflexur (= Umbiegung) der Allgäuwendung steht in direktem Zusammenhang mit tiefgreifenden, S-N gerichteten Störungen, die vom Kalkalpin bis in die Faltenmolasse reichen. In dem etwa S-N orientierten Spannungsfeld erfolgten die Faltung der alpennahen

Molasse, Seitenverschiebungen, die Hebung und Absenkung einzelner Krustenblöcke und die Ausbildung eines Kluftsystems mit SW-NE- und NW-SE-Klüften.

Die Erosion setzte bereits im Tertiär ein und es bildete sich ein Gewässernetz aus. Vorläufer des Illertales und seiner Seitentäler entstanden. Die Gletscher gestalteten dieses Gewässernetz um, verbreiterten die Täler und räumten sie aus.

Bemerkenswert ist, daß das eigentliche Illertal nicht in den Nördlichen Kalkalpen liegt, sondern erst im Flysch und Helvetikum ansetzt. Lediglich die Zuflüsse reichen knapp bis in die Nördlichen Kalk-alpen. Im Norden – am Alpenrand – bildet die, der Erosion widerstehende Nagelfluhkette trotz Flexur ein deutliches tektonisches Hindernis für den Abfluß der Iller.

Mit dem Rückzug des Würmeises von den äußersten Endmoränen beginnt nunmehr die Flußgeschichte der heutigen Iller, von Altusried nach Süden rückschreitend wie das Eis und zunächst über das Zwischenstadium der hintereinander liegenden Seenkette. Alle Alpenflüsse durchlaufen diese gemeinsame Entstehungsgeschichte mit folgender zweigeteilter Charakteristik:

- *breite, verzweigte Schmelzwasserabzugsbahnen vor den Endmoränen* zum Hauptvorfluter, hier der Donau hin, mit reichlicher Geschiebeführung und
- *hinter den Endmoränen ein oder mehrere Seen*, die mit fortschreitender Eintiefung des Überlaufes in den Moränengürtel auslaufen und gleichzeitig von den weiter südlich einmündenden geschiebe- und schwebstoffreichen Schmelzwässern verfüllt werden.

Erst nach vollständiger Verlandung der Seeflächen bildet sich der durchgehende Flußlauf aus. Bei zahlreichen Flüssen zwischen Genfer See und Salzkammergut ist dieses Stadium bis heute nicht erreicht. Die Iller erreichte es mit Beginn des Postglazials. Der Fluß besaß bis zur Korrektur vom Illerursprung bis zur Mündung eine durchgehende Geschiebesohle. Sie wurde nur in Kempten selbst durch Molasseschwellen kurz unterbrochen.

4.3 Der Illerlauf vom Illerursprung bis Altusried

Das Illertal ist inneralpin stark übertieft und vor allem mit spät- bis postglazialen Geschiebe wieder aufgefüllt worden. Folglich stellt der Illerlauf vom Oberstdorfer Becken bis zum Alpenausgang bei Immenstadt – genau genommen sogar bis zum Eintritt in die ungefalteten Schichten der Unteren Süßwassermolasse und Oberen Meeresmolasse bei Kempten – eine Kette von Bachschwemmfächern und Umlagerungsstrecken dar. Die Bachschwemmkegel, auf denen vielfach die Ortskerne der Dörfer und Städte liegen, reichen bis weit in den Talraum hinein.

Das Oberstdorfer Becken wird von den Schwemmfächern von Stillach und Trettach-Faltenbach gefüllt, wobei letzterer wegen des höheren Oberflächengefälles morphologisch dominiert. Typisch für Schuttkegel sind tiefliegende Grundwasserspiegel an ihrem oberen Ende – bei Oberstdorf etwa 20 m unter Geländeoberfläche – sowie abgedichtete Flußbetten.

Bei Langenwang reicht das helvetische Schwarzenberggewölbe in den Talraum, das damit seitlich eingeengt wird. Es bleibt jedoch breit genug, um den Geschiebestau und damit das Gefälle nicht zu groß werden zu lassen. Das Abtauchen einer Sattelstruktur südlich von Fischen ermöglichte eine Erweiterung des Tales durch die Gletschertätigkeit, die sich in den bei Fischen einsetzenden Flysch fortsetzt. Unterbrochen wird die Talweitung vom Fischener Bachschwemmfächer, der die Iller nach Osten abdrängt. Oberhalb dieses Schwemmfächers wird der Flußlauf damit zur Umlagerungsstrecke mit Gefälleverflachung und zahlreichen Grundwasseraustritten. Die Iller neigte hier früher zur Aufsattelung.

In das aufgeweitete Tal von Altstädten tritt die Iller im Naturzustand ebenfalls mit einem langgestreckten, schwemmfächerartig aufgesattelten Lauf ein. Erst knapp nördlich von Altstädten, etwa bei Fluß-km 138, kann man wieder von einer normalen Umlagerungsstrecke sprechen. Die Seitenbäche zeigen Laufverschleppungen talabwärts, das Becken war und ist hochwassergefährdet.

Durch den Schwemmschuttfächer an der Ostrachmündung wurde die Iller mitunter gestaut, was zu den Geschiebeauflandungen bei Rieden führte.

Eine geologisch ungewöhnliche Situation kennzeichnet den Illerdurchbruch zum Alpenvorland:

- ein senkrecht stehender, S-N gerichteter Bruch, der "*Illerbruch*",
- die horizontale Flexur der "*Allgäuwendung*", die nördlich bis in die Faltenmolasse reicht,
- eine rhythmische Wechselfolge von Konglomeraten (Nagelfluh), Sandsteinen und Mergeln der Molasse, durch intensive Verwitterung zur *Schichtrippenlandschaft* umgeformt,

- ein großräumiger WSW-ENE streichender Faltenbau zwischen Kempten und der Mündung der Ostrach nördlich von Sonthofen (*Faltenmolasse*).

Am Illerbruch wurde die Ostscholle gegenüber der Westscholle um etwa 1,5 km lateral nach Norden versetzt und um 600 m vertikal angehoben. Der große Querriegel der harten Molassekonglomerate (Immenstädter Nagelfluhkette) – verfestigte Grobschüttungen aus den Schwemmfächern des tertiären Flußsystems – hat die Biegung erfahren ohne zu brechen. Lediglich eine Vielzahl kleiner Brüche trat auf, die zum Teil vom Flußlauf der Iller nachgezeichnet wurden (vgl. Schwerd et. al., 1983).

Die Iller konnte jedoch nicht den direkten Weg in das Vorland wählen, sondern wich zunächst nach Westen aus, wobei der Gletscher den Weg bereitet hatte. Von Fluß-km 131 bis 130 folgt der Flußlauf deutlich einer SW-NE gerichteten Störungszone in der Faltenmolasse, von Fluß-km 128 bis 127 einer Schichtgrenze zwischen zwei Molasseeinheiten. Auch die Flußumbiegung nach Norden bei Immenstadt wurde wahrscheinlich tektonisch – mit Anlage der Flexur und damit verbundener kleiner Querstörungen – vorgezeichnet und vom Gletscher ausgeräumt. Das Becken von Untermaiselstein-Seifen liegt etwa im Streichen dieser Flexur. Der Flußlauf zeichnet somit detailliert Störungen, Schichtgrenzen und Klüfte nach, die zuerst das Eis und später das Wasser als Schwächezonen nutzten.

Bis auf den Durchbruch bei Fluß-km 128 ist das Tal fortwährend stark übertieft und wiederverfüllt, die Iller fließt über mächtigen quartären Sedimenten. Flußmorphologisch bestimmt seit dem Postglazial die Hinterlassenschaft der Würmeiszeit das Bild. Den weiteren Lauf der Iller beeinflusst nun der, in seinem Kern schon aus der Rißeiszeit stammende, langgestreckte Waltenhofener Rücken, ein niedriger Moränenzug westlich der Iller. Ein Überlauf aus dem Seifener Becken war nur nach Osten möglich und die Iller gezwungen, sich ein letztes Mal zwischen den Molasserippen durchzuwinden. Wieder bestimmten Grenzen zwischen Schichtrippen und Querstörungen den Verlauf der Iller, bis sie das Becken von Martinszell erreichte. Die Iller folgt noch bis Fluß-km 113,8 der Streichrichtung der Molassefaltenachsen, erst dann erfolgt die konsequente Änderung des Talverlaufes in nördliche Richtung, die nunmehr vom würmeiszeitlichen Vorlandgletscher bestimmt wird.

Wahrscheinlich wirkt sich das tief liegende Zungenbecken nördlich von Kempten bis hierher aus, indem es die Entwässerung an sich zog und die Iller zu einem möglicherweise subglazial vorgebildeten Schluchtlauf durch die Granitische Molasse, eine Wechselfolge der Unteren Süßwassermolasse mit Sanden, Mergeln und Konglomeraten, zwang. Die Kemptener Fabrikwehre, wie z.B. das Wehr der Papierfabrik Haindl bei Fluß-km 107,6 oder die Wehre bei Fluß-km 106,3 und 104,8, wurden an solchen verwitterungsresistenten Konglomeratrippen und Sandsteinschwellen errichtet.

Noch im heutigen Stadtbereich von Kempten begann der ehemalige Kemptener Eisrandstausee mit einem Delta des spätglazialen Schmelzwasserstromes. Der würmzeitliche Illervorlandgletscher hatte bei seinem Höchststand etwa acht verschiedene Abläufe, von der Wengener Argen im Westen bis zur östlichen Günz im Osten, letzteren gemeinsam mit dem Wertachgletscher. Diese reduzierten sich bereits während des ersten Rückzugsstadiums auf etwa drei. Im Spätglazial konzentrierte sich der Ablauf schließlich auf das heutige Illertal, westlich des breiten und eigentlich prädestinierten Memminger Tales. Der tiefste Ablauf bildete sich jedoch hier im Nordwesten der Gletscherzunge aus, da vermutlich die Leutkircher Abzugsbahn des größeren Rheingletschers bereits tiefere Einschnitte geschaffen hatte und die Iller durch rückschreitende Erosion so den kürzesten Weg fand.

Der einzige Überlauf des Kemptener Sees lag in der Illerschluft bei Luiblings, wo sich die Iller innerhalb weniger Jahrtausende so stark eintiefte, daß der Seeboden noch vor dem Ende des Würmhochglazials trockenfiel. Unterhalb von Kempten bis nach Dietmannsried verläuft der Fluß über den limnischen Sedimenten des ehemaligen Kemptener Sees. Da das Tal hier ein Teil des ehemaligen Zungenbeckens ist und damit stark in die nördlich von Kempten beginnende, ungefaltete Vorlandmolasse eingetieft ist, treten Prallhänge an der Ostseite des Tales auf, wo unter quartären Schmelzwasserkiesen die tertiäre Obere Süßwassermolasse aufgeschlossen ist.

4.4 Der Illerlauf von den würmglazialen Endmoränen bis zur Donau

Die Schmelzwasserabzugsbahnen des Illergletschers verliefen erst seit dem Würmglazial nach Norden. Früher erfolgte der Abfluß mehr in nordöstlicher Richtung zur Donau hin. Die Vorkommen von Ältesten Deckenschottern im Unterallgäu und in der Augsburgener Gegend wurden größtenteils von Schmelzwässern des damaligen Iller-Vorlandgletschers (vermutlich während der Biber-Kaltzeiten) geschüttet und erreichten nordöstlich von Augsburg die Donau. Im Verlauf des Pleistozäns fand eine allmähliche Verlagerung des Entwässerungssystems nach Westen statt ("Westwanderung der Ur-Iller"). Diese stand wahrscheinlich mit Veränderungen im Gebiet des Rheingletschers und der Umlenkung der westlichen Flüsse zum wesentlich tiefer gelegenen Oberrheintal in Zusammenhang. Zunächst benutzte das Entwässerungssystem das Mindeltal, dann – während der Rißeiszeit – das heutige Günzthal, wo sie das Hawanger Feld aufschotterte und bei Günzburg in die Donau floß.

Noch im Riß/Würm-Interglazial bis zum Würmhochglazial lag der Lauf der Iller im Memminger Tal und Rothtal. Die Ur-Aitrach, deren Abfluß zur Donau im heutigen Illertal lag, erhielt ihre Zuflüsse von der Hofser Ach, der Legauer Rinne und dem Vorläufer des heutigen Illerdurchbruchtales (Cañontal). Kurz vor Erreichen der Rhein-Donau-Wasserscheide durch den Rheingletscher erfolgte durch leerlaufende Eisrandstauseen die Ausräumung der Tiefen Aitrachrinne. Die Zuflüsse von der Hofser Ach, der Legauer Rinne und dem Vorläufer des Cañontales stellten sich auf diese tiefere Erosionsbasis ein.

Die Aufschotterung des Erolzheimer Feldes geschah in erster Linie durch den Rheingletscher und nur teilweise durch den Adelegg- und Illergletscher. Ur-Aitrachtal und Illertal müssen demzufolge zeitweise durch einen flachen Molasserücken zwischen Buxheim und Pleß getrennt gewesen sein.

Im Memminger Tal und Rothtal wurden bis zum Würmhochglazial durch den Illergletscher das Steinheimer und Fellheimer Feld aufgeschottert und schließlich auch der trennende Molasserücken überschottert. Durch Ausgleichstiefenerosion entstand die Memminger Achrinne, während Steinheimer und Fellheimer Feld trocken fielen.

Im Verlauf des Gletscherrückzuges gewann allmählich das Cañontal infolge seiner günstigen Vorflutersituation die Oberhand über das alte Illertal (Memminger Tal). Das Memminger Tal fiel trocken und es kam zur spät- bis postglazialen Ausräumung der Cañontal-Niederterrassenschotter. Unterschiedlich hohe Terrassenreste an den Talrändern dokumentieren diesen Vorgang. Abschnittsweise wurde das alte Sohlniveau sogar beträchtlich unterschritten. Damit war die Iller endgültig in das große Schmelzwassertal des Rheingletschers, das ehemalige Ur-Aitrachtal übergewechselt (Fessler & Goos, 1988).

Den Talboden der Iller bildeten zu dieser Zeit die Niederterrassenschotter. Der Fluß senkte sich aber auf natürlichem Weg mitsamt seiner Geschiebesohle

weiterhin ein, wodurch der hoch- bis spätglaziale Talboden zu seitlichen Terrassen wurde. Ferner laufen die Niederterrassen auch in Tallängsrichtung teilweise aus. Sind im Rothtal Niederterrassen noch bis zum Talausgang bei Nersingen zu finden, weil spätere Erosion infolge Abwanderung der Iller kaum mehr stattfand und die Erosionsleistung der Roth längst nicht dieses Ausmaß annahm, so hören sie im heutigen Illertal auf der Höhe von Unterbalzheim und Herrenstetten auf.

Dafür setzt hier mit dem Illerschwemmkegel die bedeutendste postglaziale Schotterakkumulation aus umgelagerten Niederterrassenschottern ein, die sich etwa von Illertissen bis gegen das Donautal bei Burlafingen und Nersingen erstreckt. Da die natürliche Eintiefung niemals stillstand, stellt auch dieser ehemalige Talboden heute eine Terrasse dar. Die Wurzel dieser noch niedrigeren frühpostglazialen Terrasse ist im Bereich von Unterbinnwang anzunehmen. Sie ersetzt die Niederterrasse ab Herrenstetten und Unterbalzheim und bildet an der Mündung in das Donautal den breiten Illerschwemmfächer, auf dem Teile von Neu-Ulm und Ludwigsfeld liegen.

Infolge der starken Begradigung und Einengung des Flußbettes hat die Iller zwischen Aitrach und Kellmünz die spät- und postglazialen Schotter vollständig abgetragen und sich mehrere Meter in die glimmerreichen Feinsande der Oberen Süßwassermolasse eingetieft.

Unterhalb von Kellmünz fließt die Iller in der Mitte ihres ursprünglichen Bettes. Die Eintiefung beträgt hier bis zu 5 m. Es ist damit noch eine Restmächtigkeit der spät- und postglazialen Schotter von 5 m bis 10 m vorhanden. Generell sind die Niederterrassenschotter und postglazialen Schotter nur relativ geringmächtig. Bedingt durch die Geschieberückhaltung der Illerstufen, erfolgte deshalb der Sohlerdurchschlag in die unterlagernden, wenig erosionsresistenten miozänen Feinsande und Schluffe relativ leicht.

Auch von der Mündung des UIAG-Kanales auf Höhe von Bellenberg (Fluß-km 17,6) bis zur Mündung der Iller in die Donau sind nur noch geringe Restmächtigkeiten spät- bis postglazialer Schotter erhalten bzw. ist der Sohlerdurchschlag bereits erfolgt. Die spät- bis postglazialen Talkiese werden hier von den Kirchberger Schichten der Süßbrackwassermolasse und ab Fluß-km 6 der schluffig-tonig ausgebildeten Unteren Süßwassermolasse unterlagert (Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, 1996).

Etwa zwischen Fluß-km 10 und 12 verläuft die Südgrenze der Graupensandrinne. Bis zu dieser Grenze folgen über der Unteren Süßwassermolasse nach einer deutlichen Erosionsdiskordanz die Schichten der Oberen Meeresmolasse und die zur Süßbrackwassermolasse gehörigen Kirchberger Schichten. Flußsande in diesem Bereich deuten auf einen in die Graupensandrinne einmündenden Flußlauf hin. An den Hangflanken der die Iller begleitenden Riedelrücken ist hier nur die Obere Süßwassermolasse als jüngstes tertiäres Schichtglied sichtbar (siehe Abb. 6).

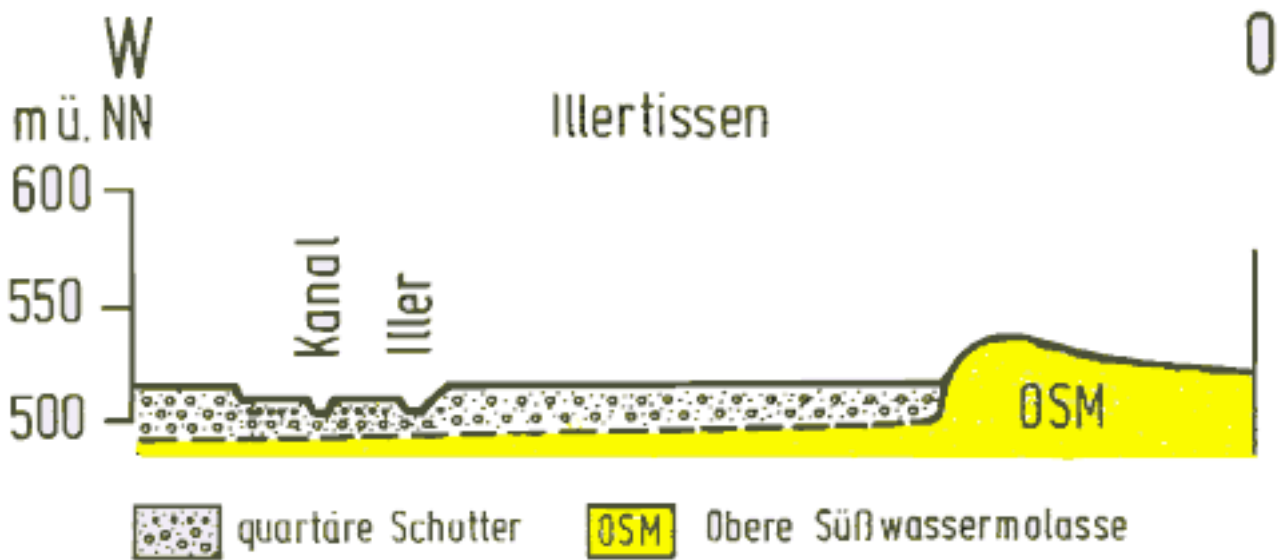


Abb. 6: Geologisches West-Ost-Profil durch das Untere Illertal im Bereich von Fluß-km 20,000 (nach Jerz et al. 1975; 10-fach überhöht)

Die Graupensandrinne mit den ebenfalls zur Süßbrackwassermolasse zu rechnenden Grimmelfinger Schichten reicht nördlich bis etwa Fluß-km 6 (siehe Abb. 7). Diese Sedimentfolge ist bis in die Untere Süßwassermolasse eingetieft, so daß hier die Sedimente der Oberen Meeresmolasse komplett fehlen. Die typischen Graupen (Quarzkörner) konnten nur sehr vereinzelt in umgelagerten tertiären Sedimenten beobachtet werden.

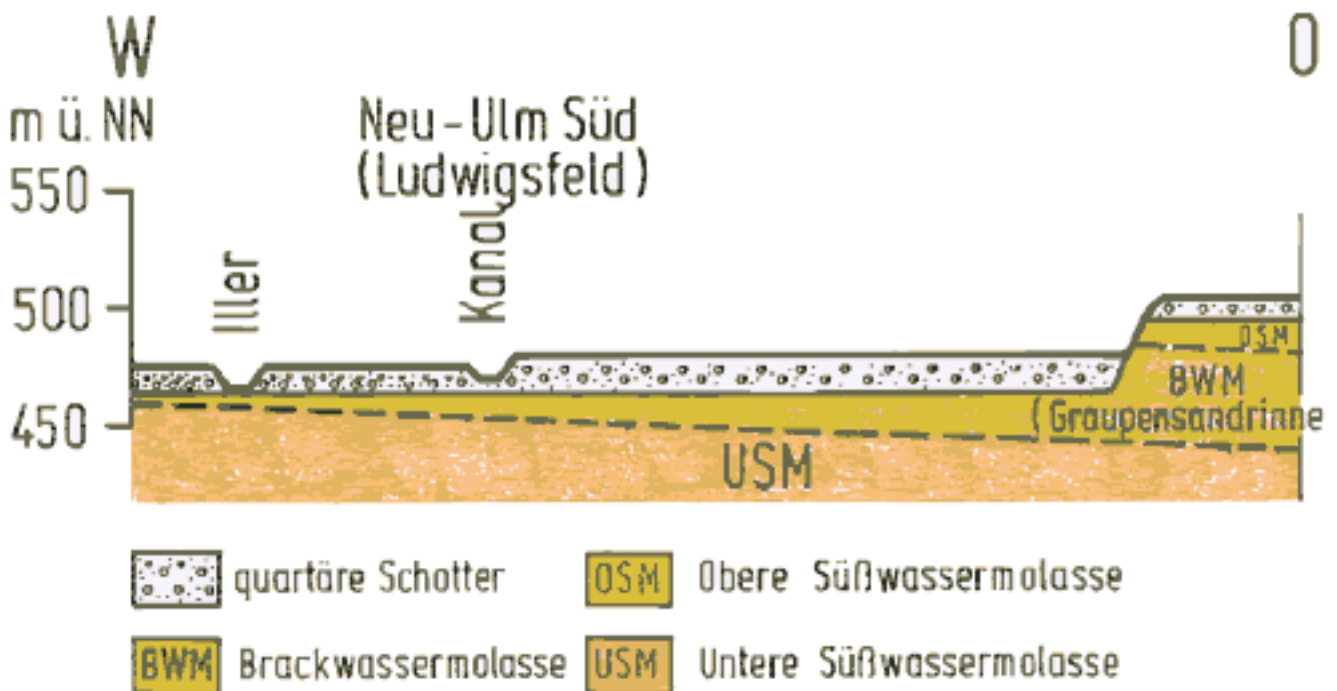


Abb. 7: Geologisches West-Ost-Profil durch das Untere Illertal im Bereich von Fluß-km 6,000 (nach Jerz et al. 1975; 10-fach überhöht)

In der Ulmer Umgebung, also nördlich Fluß-km 6 bis zur Illermündung, ist stellenweise die Untere Süßwassermolasse aufgeschlossen, die hier auch als Ulmer Schichten bezeichnet wird und das älteste im Planungsraum anstehende Schichtglied darstellt. Diese Sedimentfolge liegt hier in einer brackischen

Beckenfazies mit Tonmergeln, glimmerführenden Sanden sowie kalkigen Einlagerungen vor. Vermutlich handelt es sich dabei um Obere Cyrenenschichten (freundl. mündl. Mitt. Dr. Doppler, Bayer. Geol. Landesamt).

Wie die Morphologie der Terrassentreppen zeigt, war eine kräftige Tiefenerosion nach dem Rückzug des Illergletschers nur im oberen Illertal wirksam. Nach Norden gegen die Illermündung konvergieren die Erosionsterrassen. Sie werden schließlich von Schotterakkumulationen bzw. Schwemmkegeln abgelöst. Die postglazialen Schotterablagerungen im zentralen Rinnenbereich des unteren Illertales (Illergries) werden heute vorwiegend von kiesig-sandigen Auensedimenten sowie lokal von Niedermoorbildungen überlagert. Diese postglazialen Schotter stellen ein sehr ergiebiges Grundwasservorkommen dar, das von den anliegenden Städten und Gemeinden für die Trinkwasserversorgung genutzt wird. An den Talhängen verzahnen die postglazialen Talschotter mit jungen Verwitterungsschuttfächern und Bachschwemmkegeln aus umgelagerten Molassesedimenten.

5 Hydrogeologischer Aufbau des Illertales

Die Flußgeschichte der Iller macht verständlich, weshalb dieser Fluß hydrogeologisch völlig unterschiedliche Laufstrecken besitzt. Im jungen, tief eingeschnittenen Cañontal, dessen Aue auch in den nicht künstlich eingestauten Abschnitten fast ganz vom Fluß eingenommen wird, fehlen grundwasserleitende Talkiese fast vollständig. Erst mit dem Eintritt der heutigen Iller in das Hofser Achtal unterhalb Lautrach, das ehemals ein Seitenast der tiefen Aitrachrinne war, setzt ein begleitender Grundwasserstrom in den ab hier vorhandenen Talkiesen ein. Wegen des steilen Sohlongefälles dieser alten Seitenrinne weist die Talkiesfüllung erst ab Kardorf eine relevante Grundwassermächtigkeit auf.

Ab Ferthofen benutzt die heutige Iller die große würmglaziale Schmelzwasserrinne des Rheingletschers. Damit liegt eine voluminöse Talkiesfüllung mit einem starken begleitenden Grundwasserstrom vor, die aber ganz überwiegend dem Aitrachtal entstammt. Das Aitrachtal liefert ca. 900 l/s, das Iller-Cañontal nur ca. 50 l/s.

Unterhalb des großen Illerbogens verläßt die Iller wieder die würmeiszeitliche Schmelzwasserrinne des Rheingletschers und folgt mit ihrer Aue etwa dem von ihr abgetragenen ehemaligen Molasserücken. Auf der Laufstrecke entlang dem Erolzheimer Feld trennen dessen überschotterte Reste den Vorfluter vom Hauptgrundwasserstrom, so daß der Iller hier nur ein relativ unbedeutender begleitender Grundwasserstrom in der geringmächtigen Kiesfüllung ihrer Aue und in der Rinne des Memminger Achteles verbleibt.

Erst am unteren Ende des Erolzheimer Feldes tritt die Iller mit ihrer Aue wieder in den Schotterkörper ein, den der würmeiszeitliche Schmelzwasserstrom des Rheingletschers zurückließ. Ab hier fungiert die Iller wieder als Vorfluter für den begleitenden Grundwasserstrom (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, 1982; Abb. 8). Auf der Höhe von Herrenstetten setzt der postglaziale Illerschwemmfächer an.

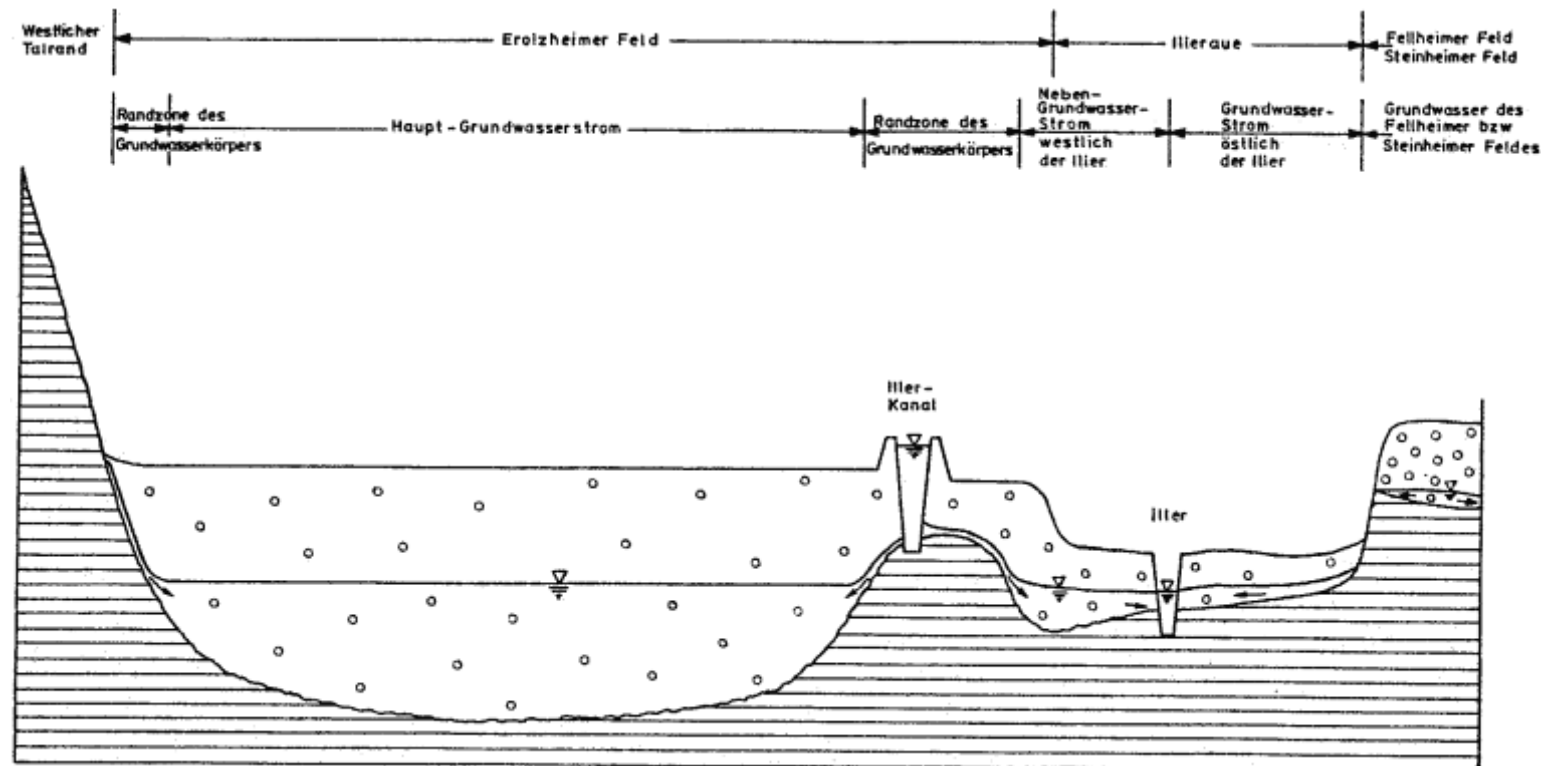


Abb. 8: Schematischer Schnitt durch den Grundwasserkörper bei Opfingen.

Die Basis der kiesigen Talfüllungen (Grundwassersohlschicht) wird hauptsächlich von den feinklastischen, gering wasserdurchlässigen Sedimenten der Oberen Süßwassermolasse aus dem Mittel- bis Obermiozän (Alter ca. 17 bis 9 Mio. Jahre) – dem sogenannten Flinz – aufgebaut, die an den Talflanken zutage treten oder durch die Sohlerosion der Iller über große Strecken angeschnitten sind. Bei diesen fossilarmen Sanden, Mergeln, Schluffen und Kiesen, die zum Teil durch kalkige Bindemittel verfestigt sind, handelt es sich um ehemalige Fluß- und Seeablagerungen im Vorland des sich hebenden Alpenorogens. Unterlagert wird die Obere Süßwassermolasse von der Süßbrackwassermolasse (Alter ca. 18 bis 17 Mio. Jahre), die nach Norden zu – in Donaunähe – an die Oberfläche tritt und die Obere Süßwassermolasse als Grundwassersohlschicht ablöst, und von der Oberen Meeresmolasse (Alter ca. 21 bis 18 Mio. Jahre). Die Obere Meeresmolasse aus dem Untermiozän besteht aus marinen, teilweise fossilreichen Sandsteinen und sandigen Mergeln.

Die Tertiäroberfläche steigt häufig stufenförmig zu den Talrändern hin auf, wobei diese Ränder oft recht steil sind und, da ohne Schotterauflage, das seitlich anströmende Grundwasser aus Hangquellen zutage treten lassen.

Das Gefälle der Kiesoberfläche ist generell höher als das der Kiesbasis und damit nimmt die Kiesmächtigkeit von Süden nach Norden ab. Die Rinnenachse hat ein mittleres Sohlgefälle von 2 ‰. Es ist damit etwas niedriger als das mittlere Gefälle der Iller und etwas höher als das Gefälle der Taloberfläche mit 2,2 ‰. Die Mächtigkeit der Kiesfüllung nimmt dadurch zwischen Aitrach und Illertissen von ca. 45 auf 15 m ab, die des Grundwassers selbst von ca. 25 auf 10 m. Bis zur Mündung bleiben dann die Mächtigkeiten nahezu konstant. Zwischen Fluß-km 54 und 34 schneidet die Iller in das Tertiär ein und bewirkt dadurch eine Längsunterbrechung des Grundwasserleiters.

Der Grundwasserleiter besteht aus gut gerundeten, geschichteten Fein- bis Grobkiesen mit stark wechselndem Anteil sandiger Lagen. Die Kornzusammensetzung wechselt sehr stark sowohl in horizontaler, als auch vertikaler Richtung. Das Geröllspektrum reicht von Kristallingeröllen, speziell den Amphiboliten aus der Silvrettagruppe, die das wichtigste Leitgeröll des Rheingletschers darstellen, bis zu Dolomitgeröllen des Hauptdolomits aus den Nördlichen Kalkalpen, dem charakteristischen Leitgeröll des Illergletschers. Die Feinfraktionen – Ton, Schluff und Feinsand – fehlen weitgehend, was der Grund für die außerordentlich hohe Durchlässigkeit der Illerkiese ist. Die Zusammensetzung der Kiese wechselt – bedingt durch den Ablagerungsmechanismus in einem mäandrierenden Flußsystem – in horizontaler und vertikaler Richtung erheblich. Diese Inhomogenitäten sind durch Bohrungen zwar schlecht faßbar, wirken sich jedoch deutlich auf die Grundwasserströmungsgeschwindigkeiten aus, wie durch Markierungsversuche und Pumpversuche klar belegt wurde (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, 1982). Auch die Mächtigkeit der Kieskörper variiert stark, da die ehemalige tertiäre Landoberfläche, bestehend aus geringdurchlässigen Schichten der Oberen Süßwassermolasse, ein sehr unruhiges Relief mit einer Vielzahl rinnenförmiger Strukturen aufweist. Die durch Pumpversuche ermittelten horizontalen Durchlässigkeitswerte (k_f) schwanken zwischen $2,6 \cdot 10^{-3}$ und $2,25 \cdot 10^{-2}$ m/s. Die Durchlässigkeit in vertikaler Richtung ist oft bis zu 200 mal geringer, der Grundwasserkörper ist also hinsichtlich der Durchlässigkeit ausgesprochen anisotrop. Talabwärts nimmt der k_f -Wert generell ab, desgleichen zum Talrand hin. In Tallängsrichtung fließt das Grundwasser aufgrund dieser Werte zwischen 0,5 und 6 m pro Tag (maximal sogar bis 15 m pro Tag im postglazialen Illerschwemmfächer).

Den morphologischen Einheiten des unteren Illertales können jeweils charakteristische Deckschichten zugeordnet werden. Auf dem höchstgelegenen würmglazialen Akkumulationsniveau ist eine bis zu 1 m mächtige kiesig-lehmige Verwitterungsdecke (Kiesparabraunerde) ausgebildet. In der Hangfußzone ist diese Kiesparabraunerde mit abgeschwemmten Molassesanden und -schluffen verzahnt. Hier bilden sich lokal Anmoore und kleine Niedermoore. Am Ausgang kleiner Seitentälchen können über 1 m mächtige Schwemmlerme ausgeschieden werden, die als Schwemmfächer in den Talraum vorgeschüttet wurden.

Das Akkumulationsniveau des Würm-Spätglazials ist charakterisiert durch Deckschichten aus bis zu 3 m mächtiger Aueparabraunerde aus feinsandigem, entkalktem Auelehm.

Auf den tiefer gelegenen spätglazialen und postglazialen, holozänen Erosionsstufen fehlt eine

Verwitterungsschicht bzw. hat der Verwitterungsprozeß gerade erst eingesetzt. Diese Schotter sind von nur wenige dm mächtigen Auemergeln und Auesanden überlagert. Es bildeten sich Auerendsinen und braune, kalkhaltige Aueböden aus humosem lehmigem Kies, in Rinnen bis 2 m mächtige Gleye aus schluffigem Sand (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, 1982).

Literatur

- (1) BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT, Ed. (1996): Flußmorphologische Untersuchungen an der Unteren Iller (Fluß-km 17,600 bis 0,0000).- 19 S., München.
- (2) FESSELER W. & GOOS W. (1988): Geologische Karte 1 : 25 000 von Baden-Württemberg. Erläuterungen zu Blatt Nr. 8026 Aitrach. - 84 S., Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Stuttgart.
- (3) GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG (1982): Hydrogeologische Karte Baden-Württemberg. Erolzheimer Feld/Illertal.- 100 S., Freiburg.
- (4) JERZ H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern.- Geologie von Bayern II, 243 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- (5) JERZ H., STEPHAN W., STREIT R. & WEINIG H. (1975): Zur Geologie des Iller-Mindel-Gebietes.- Geologica Bavarica 74, 99-130, Bayer. Geologisches Landesamt, München.
- (6) SCHOLZ H. (1995): Bau und Werden der Allgäuer Landschaft.- 305 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- (7) SCHWERD K., EBEL R. & JERZ H. (1983): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 8427 Immenstadt i. Allgäu.- 258 S., Bayer. Geologisches Landesamt, München.