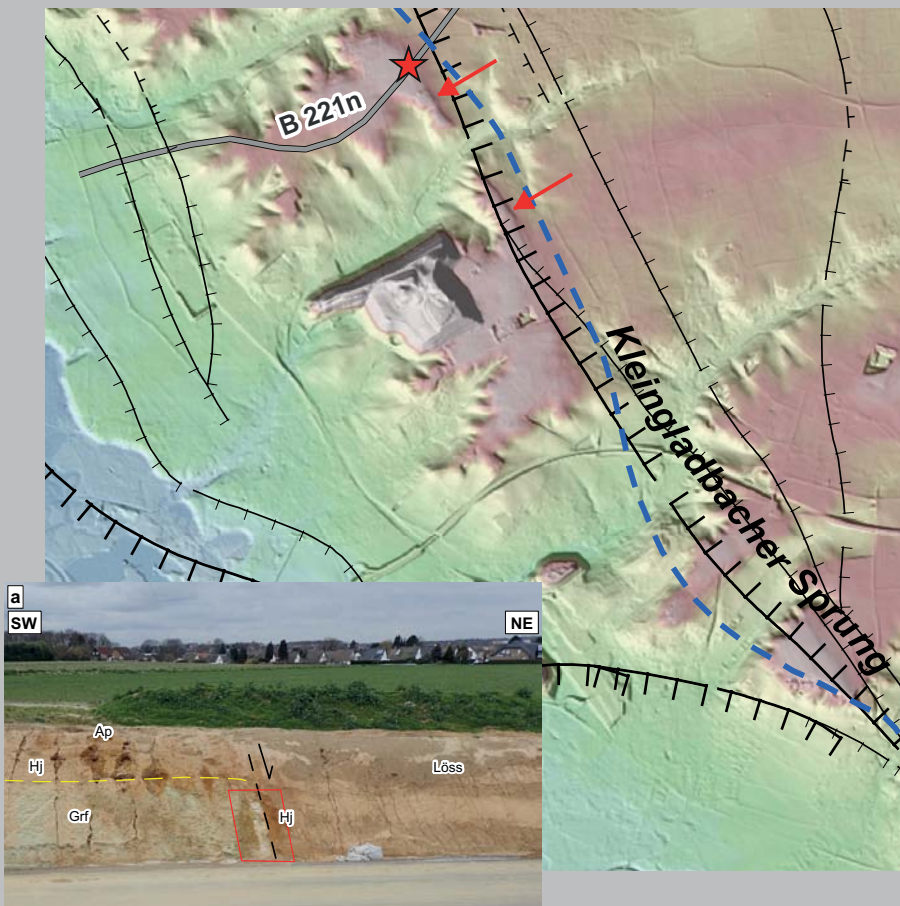


Beobachtungen zur Ausbildung des Kleingladbacher Sprungs bei Wassenberg-Myhl

Von Mathias Knaak, Stephan Becker,
Roland Strauß, Volker Wrede, Jochen Hürtgen,
Rene Paillard & Klaus Reicherter



Beobachtungen zur Ausbildung des Kleingladbacher Sprungs bei Wassenberg-Myhl

Von
Mathias Knaak¹
Stephan Becker¹
Roland Strauß¹
Volker Wrede²
Jochen Hürtgen³
Rene Paillard³
Klaus Reicherter³

¹Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –,
De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: mathias.knaak@gd.nrw.de

²GeoPark Ruhrgebiet c/o Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –,
De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld, E-Mail: wrede@gd.nrw.de

³RWTH Aachen, Lehr- und Forschungsgebiet Neotektonik und Georisiken, Lochnerstraße 4 – 20, 52056 Aachen

Zitierweise: KNAAK, M.; BECKER, ST.; STRAUSS, R.; WREDE, V.; HÜRTGEN, J.; PAILLARD, R.; REICHERTER, K. (2020): Beobachtungen zur Ausbildung des Kleingladbacher Sprungs bei Wassenberg-Myhl. – scriptumonline, **11**: 24 S., 8 Abb., 1 Tab.; Krefeld. – [https://www.gd.nrw.de/pr_bs_scriptumonline.htm (Stand 2/2020) – <scriptumonline-11_2020-04.pdf>]

Inhalt

1	Einleitung	5
2	Geologischer Rahmen	7
3	Aufschlusssituation	12
4	Schwermineralanalysen	18
5	Analyse der Bewegungsabläufe	19
6	Ausblick	22
7	Danksagung	22
8	Literatur	23
	Impressum	24

Kurzfassung:

Der Kleingladbacher Sprung ist eine Störung des tertiär- bis quartärzeitlichen Bruchschollensystems der Niederrheinischen Bucht. Er bildet die östliche Randstörung des Wassenberger Horstes und ist dort durch den ehemaligen Steinkohlenbergbau als eine nach Nordosten einfallende Abschiebung bekannt. Seine lang anhaltende Störungsaktivität ist seit dem späten Oberkarbon sicher belegt und reicht bis in die Gegenwart. Dabei zeigen die Ablagerungen beiderseits der Störung eine sehr unterschiedliche Ausprägung und beinhalten immer wieder Schichtlücken. Die Reaktivierung dieser Störung erfolgt phasenweise mit unterschiedlichen Bewegungsrichtungen. Während der sogenannten Inversionsphase in der Oberkreide bildet der Wassenberger Horst einen Graben, was dazu führt, dass der Versatz am Kleingladbacher Sprung in dieser Zeit scheinbar aufschiebenden Charakter hatte. Die Geometrie des Kleingladbacher Sprungs im gesamten Bruchschollensystem der Niederrheinischen Bucht bedingt, dass der Versatz der Störung zumindest zeitweise anteilig auch Blattverschiebungskomponenten aufwies. Die hier vorgestellten neuen Geländebefunde belegen, dass der Kleingladbacher Sprung auch im Quartär aktiv war und dabei die Jüngeren Hauptterrassen sowie unterschiedlich alte Lössprofile versetzt und die heutige Landschaftsentwicklung geprägt hat. Die Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte des Kleingladbacher Sprungs ergibt – über einen längeren Zeitraum betrachtet – eine gleichförmige Bewegung mit einem Versatz an der Störung von durchschnittlich etwa 1 cm/1000 a.

Abstracts:

Observations on the occurrence of the Kleingladbach Sprung near Wassenberg-Myhl

The Kleingladbacher Sprung is a fault within the Tertiary to Quaternary Lower Rhine Graben. It represents the eastern boundary of the Wassenberger Horst and has been recognized as a northeast-dipping normal fault in the former underground coal mining. Its fault activity is long-lasting and has been constrained since the late Upper Carboniferous and is still ongoing. The sedimentary deposits on both sides of the fault show very different characteristics and comprise several depositional gaps. Intermittent reactivation of the fault results in variation of slip direction over time. The Wassenberger Horst forms a graben during the so-called Upper Cretaceous inversion phase. This results in an apparent reverse fault movement along the Kleingladbacher Sprung during this period. The overall geometry of the Kleingladbacher Sprung in the general context of the Lower Rhine Graben requires that the displacement along the fault at least occasionally has a strike-slip component. The new field observations presented here document that the Kleingladbacher Sprung was active also during the Quaternary. Subsequently, the fault dislocated the Jüngere Hauptterrassen and Löss of different quaternary ages and controlled the present-day landscape development. Considering a long period, the reconstruction of the fault history of the Kleingladbacher Sprung yield a constant slip rate of about 1 cm/1000 a.

Schlüsselwörter:

Niederrheinische Bucht, Wassenberger Horst, Kleingladbacher Sprung, Tektonik, Löss, Jüngere Hauptterrassen, Reaktivierung, Kreide-Inversion, Bruchschollentektonik, terrestrischer Laser-scan, Geoelektrik

Keywords:

Lower Rhine Graben, Wassenberger Horst, Kleingladbacher Sprung, tectonic, fault reactivation, Jüngere Hauptterrassen, inversion tectonics, terrestrial laserscanning, geoelectrics

1 Einleitung

Bei umfangreichen Erdarbeiten im Rahmen der Baumaßnahmen zur neuen Ortsumgehungsstraße B 221n um Wassenberg-Myhl entstand Anfang 2019 eine Vielzahl temporärer Böschungsaufschlüsse in quartären und tertiären Lockersedimenten des Wassenberger Horstes zwischen Rurrand-Sprung im Westen und Kleingladbacher Sprung im Osten. Knapp nördlich einer neugebauten Brücke über die Trasse, ca. 400 m südlich der Erkelenzer Straße zwischen Myhl und Gerderath (Abb. 1a, 1b), wurde in den beiden gegenüberliegenden Böschungen eine Störung aufgeschlossen, an der die quartäre Schichtenfolge deutlich versetzt ist. Aufgrund ihrer Lage und ihres Versatzes wird diese Störung als der Kleingladbacher Sprung angesehen.

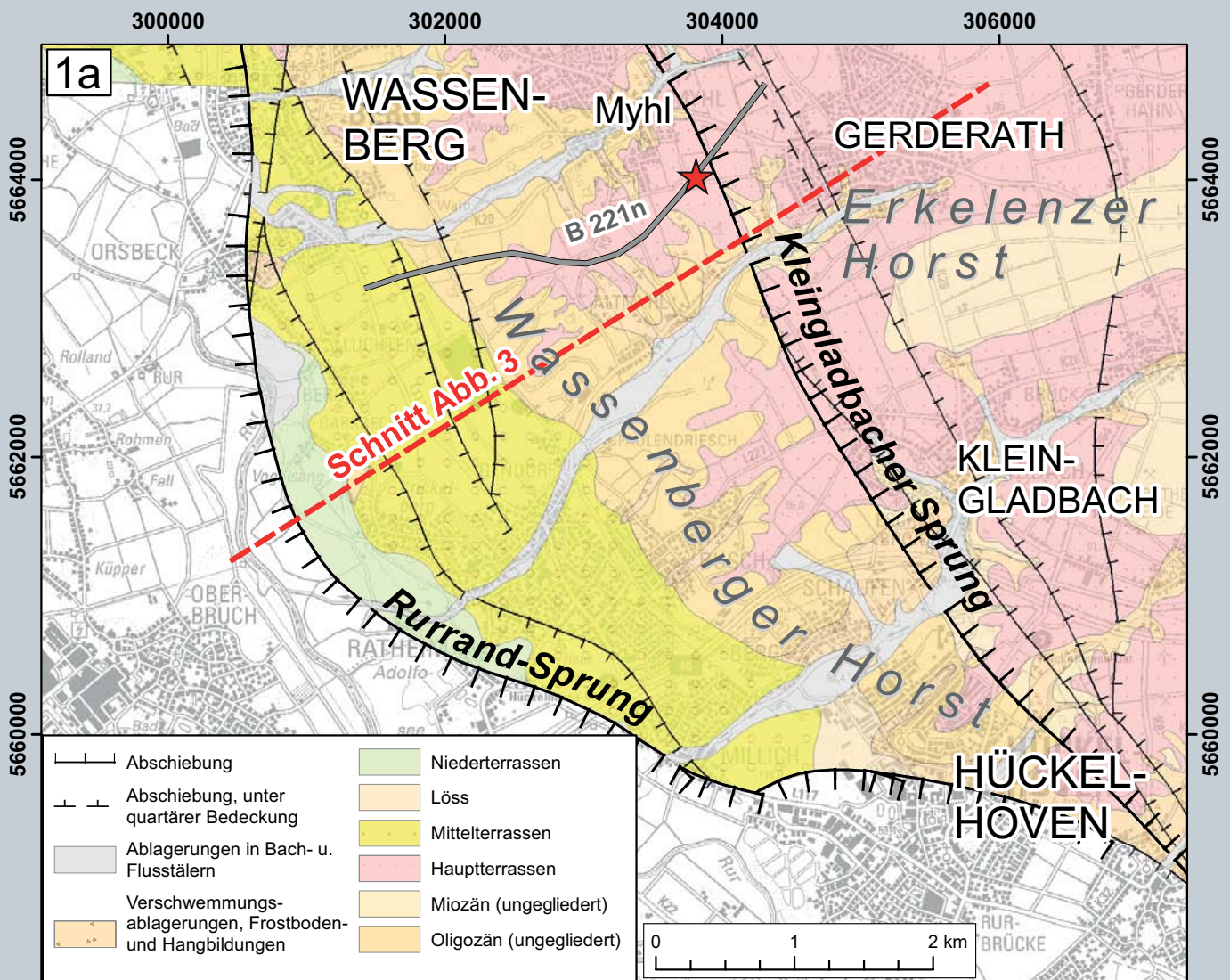


Abb 1a: Geologische Detailkarte der Region Wassenberg-Myhl mit Rurrand- und Kleingladbacher Sprung, die den Wassenberger Horst begrenzen. Die Geologie ist ein Auszug aus dem Informationssystem IS GK 50 (Geol. Dienst NRW).

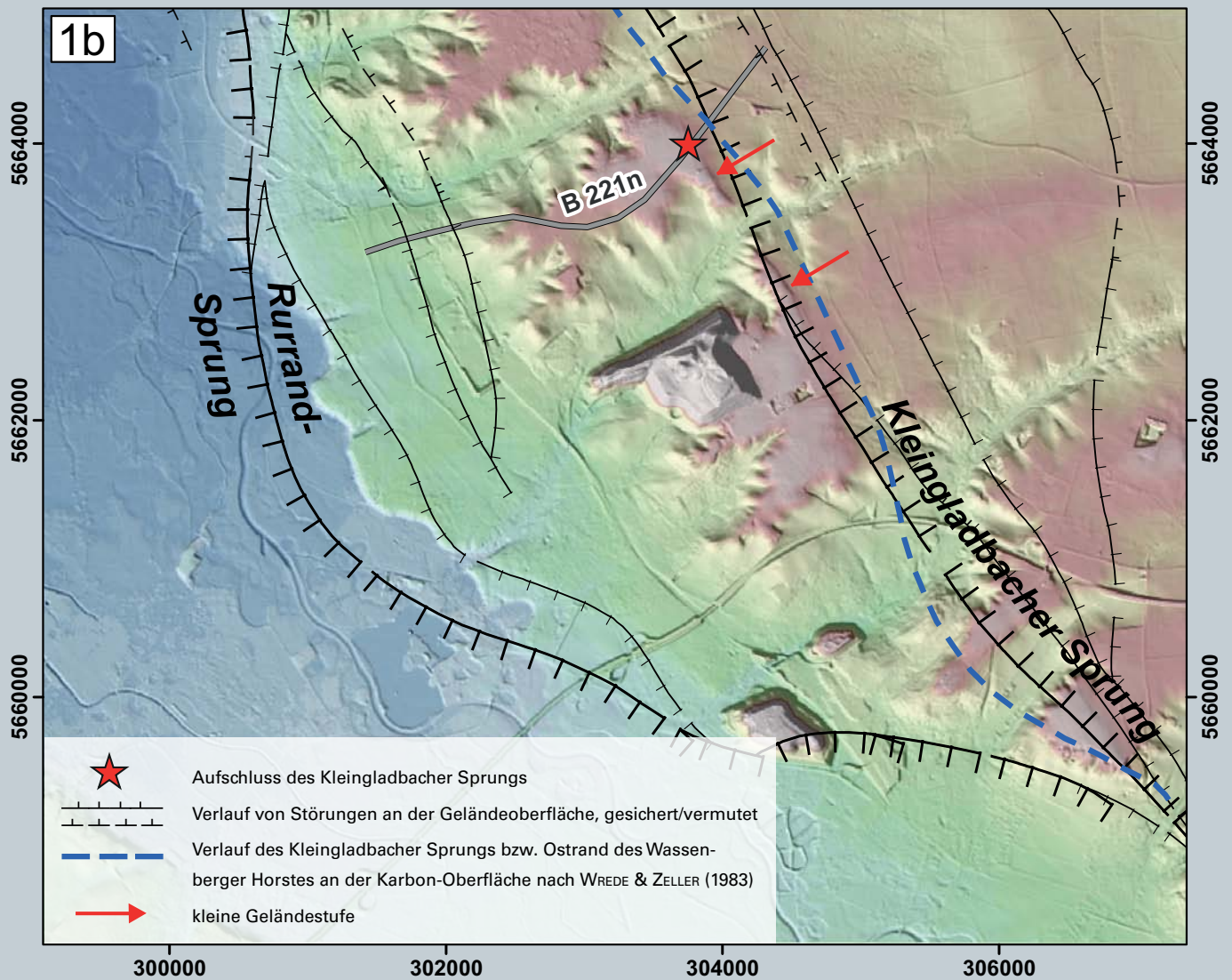


Abb. 1b: Digitales Geländemodell (10 x 10 m-Rasterweite) als Schummerungsdarstellung sowie eingefärbt (nach LiDAR-Daten; Geobasis NRW). Die Karbon-Oberfläche liegt hier auf der Tiefscholle bei etwa -280 bis -320 m NHN, auf der Hochscholle dagegen bei etwa -180 bis -200 m NHN. Bedingt durch das Einfallen und ihre Tiefenlage befindet sich die Störung an der Karbon-Oberfläche ca. 130 – 170 m nordöstlich des Aufschlusses. Die roten Pfeile markieren eine kleine Geländestufe, die vermutlich die Lage der Störung nachzeichnet.

Neben der herkömmlichen geologischen Aufnahme der Aufschlüsse wurde die Böschung mittels terrestrischem Laserscanner dokumentiert. Knapp südlich der Aufschlüsse, entlang eines alten Wirtschaftsweges, wurden der Verlauf der Störung sowie der Aufbau der Schichtenfolge beiderseits der Störung mithilfe von Geoelektrik, Georadar und vier Rammkernsondierungen erkundet. Gegenstand dieser Arbeit ist eine vorläufige Analyse der bisherigen Beobachtungen und Daten sowie der Versuch einer Rekonstruktion der Störungshistorie.

2 Geologischer Rahmen

Die Niederrheinische Bucht ist ein junges Senkungsgebiet, das durch intensive Bruchschollentektonik gekennzeichnet ist (Abb. 2). Große Nordwest – Südost verlaufende Störungen zerteilen sie in längliche Schollen, deren zeitlich differenzierende Eigenbewegungen Horst- und Grabenstrukturen entwickelten und wechselnde Mächtigkeitsverteilungen der tertiären und quartären Ablagerungen bedingen.



Der sogenannte Erkelenzer Horst ist eine relative Hochlage der paläozoischen Schichten innerhalb des tertiärzeitlichen Senkungsfeldes der Niederrheinischen Bucht. Es handelt sich um eine Kippscholle, die sich in Nordnordwest-Südsüdost-Richtung erstreckt und von Südwesten nach Nordosten hin einsinkt.

Im Südwesten wird die Scholle vom System des Rurrand-Sprungs begrenzt, das, bezogen auf die Karbon-Oberfläche, einen Verwurf von stellenweise deutlich über 1000 m aufweist (Abb. 3a, 3b). Während die Karbon-Oberfläche in den höchsten Teilen des Erkelenzer Horstes bei ca. +100 m NHN liegt, wurde sie in der ca. 8 km westlich gelegenen Bohrung Straeten 1 bei -1230 m NHN erbohrt. Allerdings weist die Karbon-Oberfläche örtlich auch eine erhebliche Morphologie auf, die einen Teil des Verwurfes relativiert (WREDE 1985). Der Rurrand-Sprung streicht generell Nordwest – Südost, lokal zeigt er aber einen stark abweichenden Verlauf mit fast Nord – Süd und annähernd Ost – West streichenden Abschnitten (KNETSCH 1954).

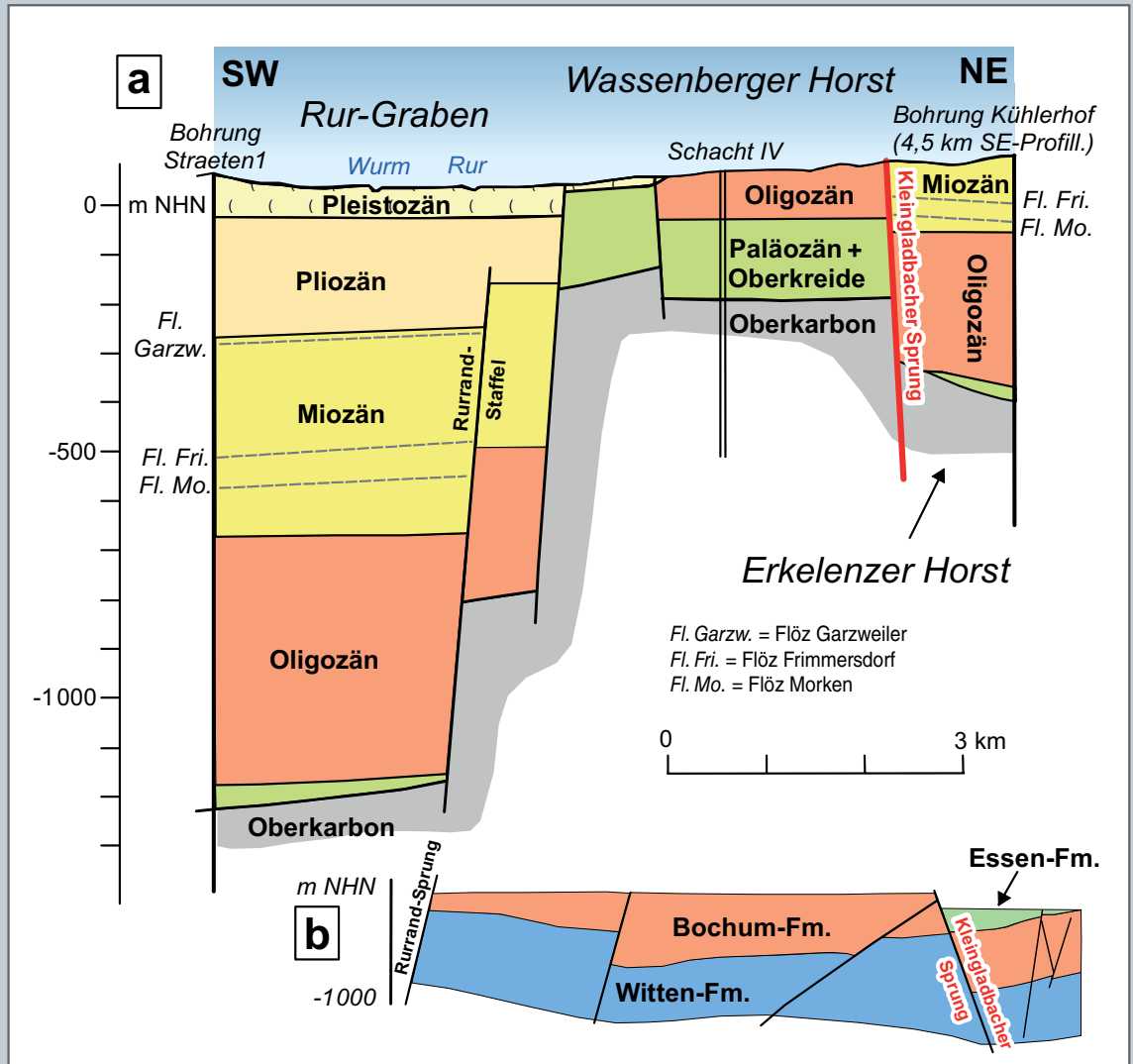


Abb. 3: Schematisierte geologische Schnittdarstellung durch den Wassenberger Horst

(a) die unterschiedlichen Mächtigkeiten des Deckgebirges im Bereich Rur-Graben, Wassenberger und Erkelenzer Horst; stark überhöht (nach HERBST 1958)

(b) nicht überhöhter Schnitt durch das Oberkarbon im Bereich des Wassenberger Horstes (nach WREDE & ZELLER 1983). Die horizontale Position der beiden Schnitte ist in der Darstellung etwa aufeinander abgestimmt, die Lage der Schnitte ist in Abb. 1a dargestellt.

Im Nordosten hat der Erkelenzer Horst keine eindeutig definierte Begrenzung. Die Karbon-Oberfläche sinkt vielmehr allmählich – und nur teilweise unterstützt von nordostfallenden Störungen wie dem Belfeld- oder Wegberg-Sprung – in Richtung Venloer Scholle ab, die ihrerseits vom südwestfallenden markanten Viersener Sprung begrenzt wird (WREDE & ZELLER 1983). Die Schichten des Karbons heben sich im Gegensatz zur Karbon-Oberfläche nach Nordosten hin axial in Richtung auf die Krefelder Achsenaufröhlung zu heraus (WREDE 1998).

Durch den bis 1997 betriebenen Steinkohlenbergbau der Zeche Sophia-Jacoba in Hückelhoven ist der interne Bau des Erkelenzer Horstes sehr gut bekannt (KNETSCH 1954; WREDE & ZELLER 1983; WREDE 1985). Durch Grubenaufschlüsse und Bohrungen wurde eine kohleführende Schichtenfolge nachgewiesen, die vom Namurium C (mariner Horizont über Flöz Hinnebecke) bis zum Westfalium B (Essen-Formation) reicht (WREDE & ZELLER 2005). Die Schichten sind überwiegend flachwellig gefaltet, wobei die Faltungsintensität von Nordwesten nach Südosten deutlich zunimmt. Mit der Faltung ist eine stockwerkgebundene, überwiegend nordwestvergente Überschiebungstektonik verbunden. Das Gebiet des Erkelenzer Horstes repräsentiert den Außenrand des Variszischen Orogens.

Im Bereich des Erkelenzer Horstes/Zeche Sophia-Jacoba tritt eine bemerkenswert hohe Inkohlung der Karbon-Schichten bis in das Anthrazitstadium auf (TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1971). Der Inkohlungsanomalie entspricht eine ausgeprägte magnetische Anomalie, die von BOSUM (1965) auf einen spät- bis postvariszisch aufgedrungenen Lakkolithen eines basischen Intrusivgesteins zurückgeführt wird. Innerhalb der Kippscholle des Erkelenzer Horstes begrenzt der nordostfallende Kleingladbacher Sprung zusammen mit dem Rurrand-Sprung und dem von diesem abzweigenden Meinweg-Sprung eine Spezialstruktur, den Wassenberger Horst. In diesem wurden die Karbon-Schichten am stärksten herausgehoben (s. Abb. 1a, 1b u. 3). Der Wassenberger Horst bildet somit eine Teilscholle am südwestlichen Rand des Erkelenzer Horstes. Der Kleingladbacher Sprung durchzieht mit Nordwest-Südost-Streichen fast das gesamte Grubenfeld der Zeche Sophia-Jacoba. Im Norden mündet er in den annähernd Nord – Süd streichenden, westfallenden Meinweg-Sprung, im Süden in den hier fast Ost – West streichenden Rurrand-Sprung. Der Wassenberger Horst erhält hierdurch einen elliptischen bis rautenförmigen Grundriss. Innerhalb des Karbon-Profiles werden die Karbon-Schichten am Kleingladbacher Sprung um 150 – 400 m verworfen. Im Norden zweigt vom Kleingladbacher Sprung der gleichsinnig einfallende Wildenrather Sprung ab. Im Süden, östlich der früheren Schachtanlagen 1, 2, 3, spaltet er vorübergehend auf und umschließt mit dem sogenannten Östlichen Sprung eine Staffelscholle mit ebenfalls elliptischem Grundriss.

Im Jahr 1969 wurde auf der 3. (-340 m-)Sohle der Zeche Sophia-Jacoba eine intensive sulfidische Blei-Zink-Vererzung in der hier 35 m breiten Störungszone des Kleingladbacher Sprungs angetroffen (HERBST et al. 1969).

Die Deckgebirgsschichten bestehen aus einer Folge oberkretazischer, tertiärer und quartärer Lockersedimente mit Mächtigkeiten von ca. 200 – 250 m auf der Hochscholle des Wassenberger Horstes, bis über 1000 m im Rur-Graben und bis über 400 m auf der Tiefscholle nordöstlich des Kleingladbacher Sprungs. Auffällig ist hierbei, dass Ablagerungen der Kreide und des Paläozäns auf dem Wassenberger Horst deutlich mächtiger sind als in den benachbarten Tiefschollen.

Die eigentliche Entwicklung der Niederrheinischen Bucht als Senkungsgebiet und regional begrenzter Sedimentationsraum erfolgt seit der Mitte des Tertiärs. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Anlage der begleitenden Bruchstrukturen wesentlich älter sein kann.

Bereits von HERBST (1954, 1958) wurde dargelegt, dass der Kleingladbacher Sprung eine komplexe Bewegungsgeschichte aufweist, da sich die Verwürfe der Karbon-Schichten, der Karbon-Oberfläche

und der einzelnen kretazischen und tertiären Deckgebirgseinheiten deutlich voneinander unterscheiden. Nur auf dem heutigen Wassenberger Horst sind Ablagerungen der Oberkreide erhalten. Auf der angrenzenden Scholle östlich des Kleingladbacher Sprungs und auch im Rur-Graben, westlich des Rurrand-Sprungs, sind kreidezeitliche Ablagerungen nicht vorhanden bzw. stark reduziert, wie in der Bohrung Straelen 1 (s. Abb. 3). Dies deutet auf eine Scholleninversion hin, durch die eine kretazische Grabenstruktur postkretazisch in einen Horst umgeformt wurde. Ähnlich multiple Bewegungen und Inversionsvorgänge während der postvariszischen Tektonik wurden an zahlreichen Störungen im Aachener Gebiet (WREDE 1985), im Niederrheingebiet (WOLF 1985) und auch im Ruhrgebiet beobachtet (WREDE 1992, 2010). Eine quantitative Analyse der Störungen hat gezeigt, dass sie ganz überwiegend genetisch nicht mit der variszischen Faltung im Zusammenhang stehen, sondern erst postvariszisch entstanden sind (WREDE 1987, 2010).

Bemerkenswert für die Bewegungsgeschichte des Kleingladbacher Sprungs ist das völlige Fehlen von miozänen Ablagerungen auf dem Wassenberger Horst im Gegensatz zu über 100 m mächtigen, z. T. braunkohleführenden Ablagerungen des Miozäns östlich des Kleingladbacher Sprungs. Neben dem Versatz der Schichten deutet dies auch auf eine Schichtlücke hin, die zeitlich nach dem Miozän und vor Ablagerung der Jüngeren Hauptterrassen einzuordnen ist.

Historische und rezente Erdbeben belegen, dass Schollenbewegungen an den Störungen der Niederrheinischen Bucht weiter anhalten (SKUPIN et al. 2008). AHORNER (1962) und HERBST (1954) beschreiben eine Geländestufe, die dem Kleingladbacher Sprung folgt und an der die Kiese der Jüngeren Hauptterrassen um ca. 5 – 7 m in östlicher Richtung absinken. Durch den intensiven Ackerbau in diesem Gebiet sind solche Geländestufen mittlerweile stark nivelliert und bestenfalls in digitalen Geländemodellen als sanfte Geländeverbiegungen zu erkennen (s. Abb. 1b). Eine detaillierte Analyse des digitalen Geländemodells im Hinblick auf störungsbedingte Geländekanten und andere morphologische Phänomene im Bereich der hier beschriebenen Aufschlüsse wird derzeit an der RWTH Aachen im Rahmen einer Masterarbeit durchgeführt (R. PAILLARD in Vorber.) bzw. wurde im Bereich der Ortschaft Kleingladbach von KLEINE (2016) beschrieben. Dabei ist zu berücksichtigen, dass es auch bergbaubedingt zu teilweise erheblichen Bodenbewegungen gekommen ist (durch den Abbau verursachte Bergsenkungen sowie Geländehebungen im Zusammenhang mit dem Grubenwasser-Wiederanstieg nach Abbauende; vgl. BAGLIKOW 2010). Die Entwicklung der Niederrheinischen Bucht in historischer Zeit und die damit verbundenen Georisiken und neotektonischen Phänomene sind Gegenstand aktueller universitärer Forschung (GRÜTZNER & FISCHER & REICHERTER 2016; HOFFMANN et al. 2019).

Im Folgenden werden Geländebefunde vorgestellt, die quartärzeitliche tektonische Bewegungen am Kleingladbacher Sprung unmittelbar veranschaulichen.

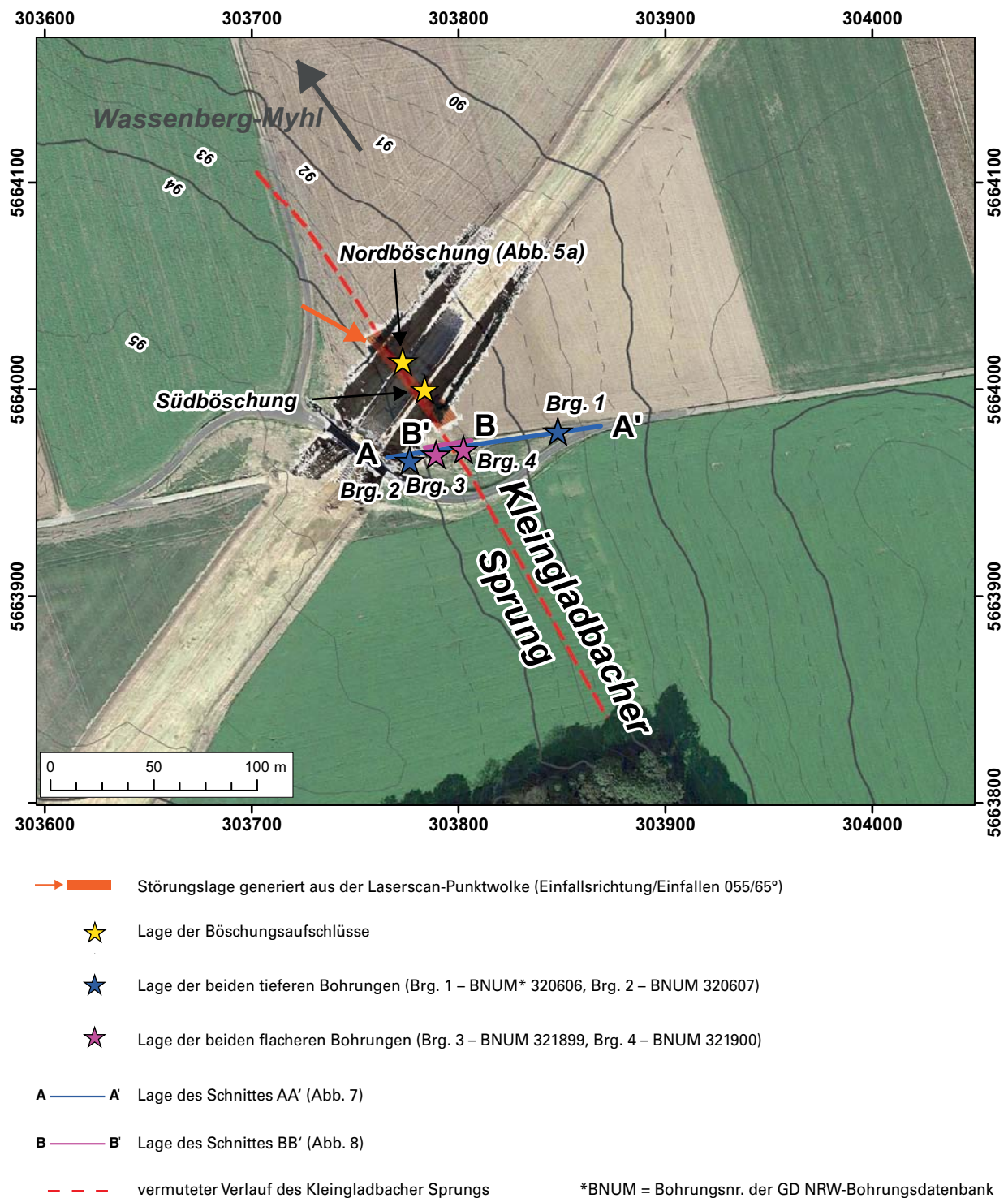


Abb 4: Übersicht der Aufschlusssituation in Kartendarstellung (Aufsicht) mit einem Luftbildausschnitt aus Google Earth (Stand 16.09.2019); Höhenlinien generiert aus dem digitalen Geländemodell (DGM1) sowie im zentralen Bereich überlagert mit einer dreidimensionalen Punktwolke, generiert aus terrestrischen Laserscan-Daten (Stand 26.03.2019). Bemerkenswert ist, dass der Kleingladbacher Sprung mit einer deutlichen Änderung der Hangneigung (Scharung der Höhenlinien) übereinstimmt.

3 Aufschlusssituation

Unmittelbar nördlich einer neugebauten Brücke über die Trasse der neuen Umgehungsstraße B 221n, ca. 400 m südlich der Erkelenzer Straße zwischen Myhl und Gerderath, wurde im Zuge der Bauarbeiten der Kleingladbacher Sprung aufgeschlossen (Abb. 4). An beiden gegenüberliegenden Böschungen der hier ca. 4 – 5 m tief eingeschnittenen Trasse sind die quartären Sedimente entlang der steil bis mittelsteil nach Nordosten einfallenden Störung deutlich versetzt (Abb. 5a, 5b u. 6a – 6d).

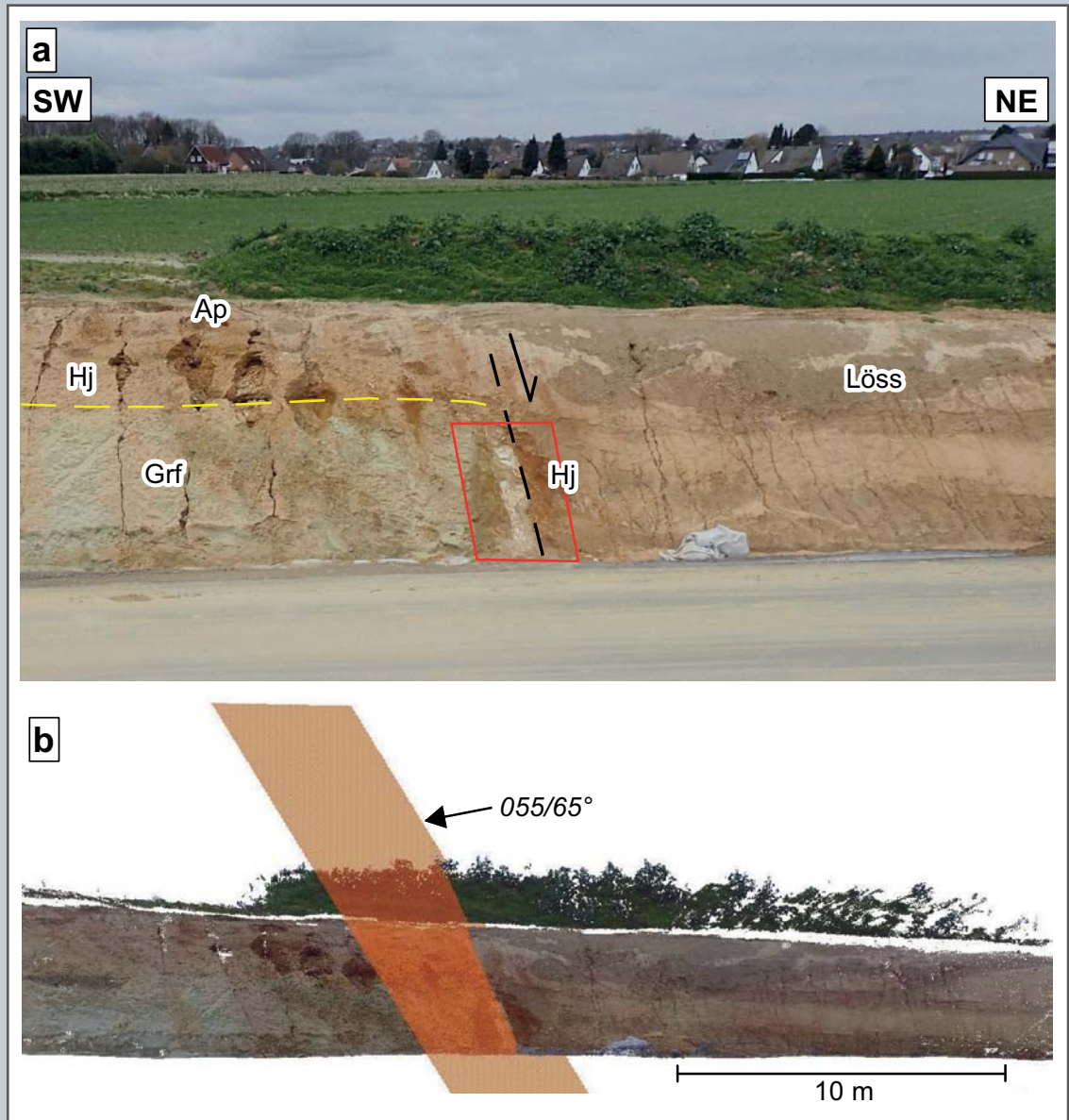


Abb. 5: Kleingladbacher Sprung, aufgeschlossen in der Nordwestböschung der neuen Umgehungsstraße B 221n; Blick Richtung Nordwesten auf Wassenberg-Myhl

a) Aufschlusssituation: Ap – Bearbeitungshorizont, Hj – Jüngere Hauptterrassen, Grf – Grafenberg-Formation (Oligozän); das rote Polygon zeigt den Ausschnitt der Abbildung 6a u. 6b an. Die Böschung ist im Bereich der Störung etwa 4 m hoch. Nordöstlich der Störung ist die Basis der Jüngeren Hauptterrassen nicht aufgeschlossen. Im Hintergrund befindet sich die Ortschaft Wassenberg-Myhl.

(b) Fotorealistisch eingefärbte Punktwolke (RGB) aus terrestrischem Laserscan (Stand 26.03.2019) in Seitenansicht. In Kombination mit den gegenüberliegenden Aufschlüssen der Südostböschung ließ sich aus den Laserscan-Daten eine generelle Störungsebene mit Einfallsrichtung/Einfallen von 055/65° konstruieren (orangefarbenes Polygon). Auffällig ist hier auch die geringe Hangneigung des Geländes.

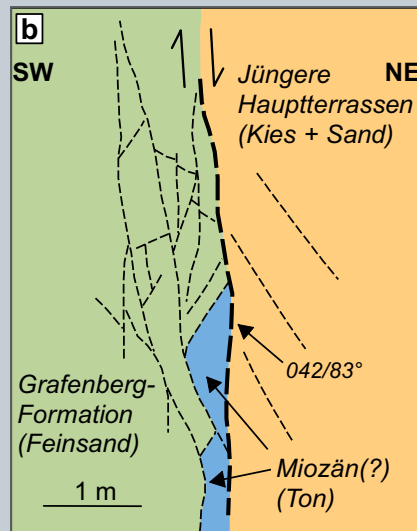
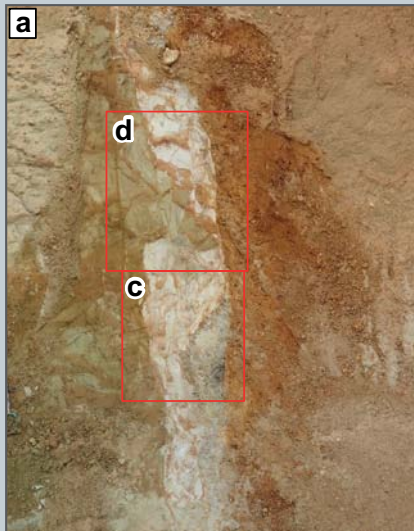
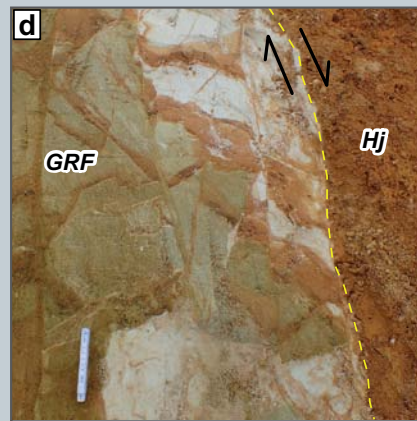
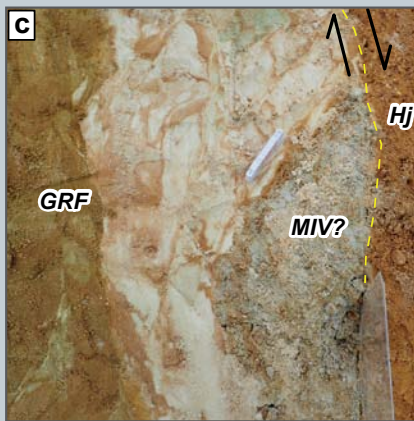


Abb. 6: Aufschlüsse entlang der Straßen-
trasse B 221n

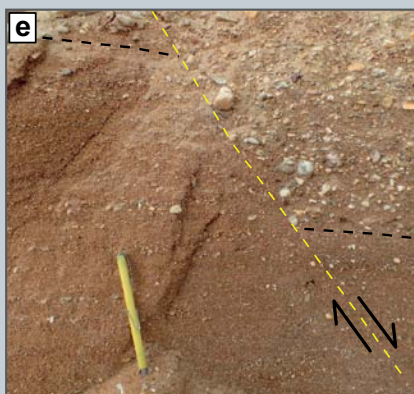
(a) Detailansicht. Die roten Rechtecke zeigen die Lage der Abb. 6c u. 6d.

(b) Schematische Interpretation der Kleingladbacher Störung (Lage s. Abb. 5a); die Basis der Jüngeren Hauptterrassen ist deutlich um mehrere Meter versetzt.



(c) Detailansicht des Böschungsaufschlusses der Kleingladbacher Störung mit eingeschuppten, vermutlich miozänen Tonlinsen (Lage s. Abb. 6a, Schrägansicht, Bildhöhe ca. 0,7 m, Blickrichtung NNW). Die gelb gestrichelte Linie markiert die Hauptstörung (GRF – Grafenberg-Formation, MIV? – vermutlich Ton der miozänen Ville-Formation, Hj – Jüngere Hauptterrassen). Die grünlichen, glaukonithaltigen Sande der Grafenberg-Formation sind unmittelbar an der Störung weiß gebleicht.

(d) Detailansicht des Böschungsaufschlusses der Kleingladbacher Störung mit einer Vielzahl von sekundären Kleinstörungen in einer ca. 2 m breiten Zone innerhalb der liegenden Feinsande der Grafenberg-Formation (Lage s. Abb. 5a, Schrägansicht, Blickrichtung NNW, Bildhöhe ca. 0,7 m). Die gelb gestrichelte Linie markiert die Hauptstörung.



(e) Kleine Abschiebung (ca. 3 – 5 cm breit, z. T. eingeregelter Gerölle) innerhalb der Schotter der Jüngeren Hauptterrassen, mit einem vertikalen Schichtenverwurf von etwa 0,3 m (Bildhöhe ca. 0,6 m, Blickrichtung NNW, NE-Seite = Tiefscholle).

(f) Schrägschichtungskörper innerhalb der Jüngeren Hauptterrassen (Blickrichtung NNW, Bildhöhe ca. 2,5 m)

Auf der westlichen Hochscholle sind hier unter gering mächtigem Lösslehm und bis zu 2 m mächtigen Schottern der quartären Jüngerer Hauptterrassen hell grünlich graue Feinsande der oligozänen Grafenberg-Formation aufgeschlossen. Im Bereich der Tiefscholle dagegen reichen unmittelbar an der Störung die Schotter der Jüngerer Hauptterrassen bis an die Trassensohle. Nach Nordosten hin, in Richtung Tiefscholle, wird die Böschung rasch niedriger, die Aufschlussverhältnisse sind erheblich schlechter und die Schichten entziehen sich somit einer detaillierten Aufnahme. Hieraus ergibt sich im Aufschluss ein abschiebender Versatz der Basis der Jüngerer Hauptterrassen von mindestens 3 m. Auffallend ist das Auftreten kleiner, eingeschuppter grauer Tonlinsen entlang der Störung (Abb. 6c). Dieser Ton stammt vermutlich aus der miozänen Ville-Formation, die allerdings hier im Aufschluss auf der westlichen Hochscholle zwischen den Schottern der Jüngerer Hauptterrassen und den Feinsanden der oligozänen Grafenberg-Formation fehlt.

Die eigentliche Störung ist sehr eng begrenzt und als schmale, nur wenige Zentimeter breite Trennfläche ausgebildet. In einer Zone von 1 – 2 m beiderseits der Störung tritt allerdings, vor allem in den liegenden Feinsanden der Grafenberg-Formation, eine Vielzahl sekundärer Kleinstörungen auf (Abb. 6a, 6b, 6d). Auf der Nordwestböschung wurde die Störung mit Einfallsrichtung/Einfallen von 042/83° eingemessen, an der Südostböschung mit 054/75°. Aus der Punktwolke der Laserscan-Daten ließ sich eine generalisierte Störungsebene mit einer Einfallsrichtung und einem Einfallen von 055/65° konstruieren, wobei das Einfallen von 65° etwas zu flach im Vergleich mit herkömmlichen Kompassmessungen erscheint (s. Abb. 5b).

Die Böschungsaufschlüsse waren im Verlauf des Jahres lediglich eine begrenzte Zeit offen. Sie sind mittlerweile wieder durch Bodenauftrag abgedeckt, begrünt und somit nicht mehr zugänglich.

Der westlich der neuen Brücke verlaufende, etwa 50 Jahre alte asphaltierte Wirtschaftsweg (s. Abb. 4) ist in einem etwa 2 m breiten Streifen mehrfach beschädigt und wurde im Laufe der Jahre wiederholt ausgebessert. Ein kleiner vertikaler Versatz der Asphaltdecke von wenigen Zentimetern ist erkennbar. Es ist davon auszugehen, dass diese Schäden auf Bewegungen entlang der Störung zurückzuführen sind.

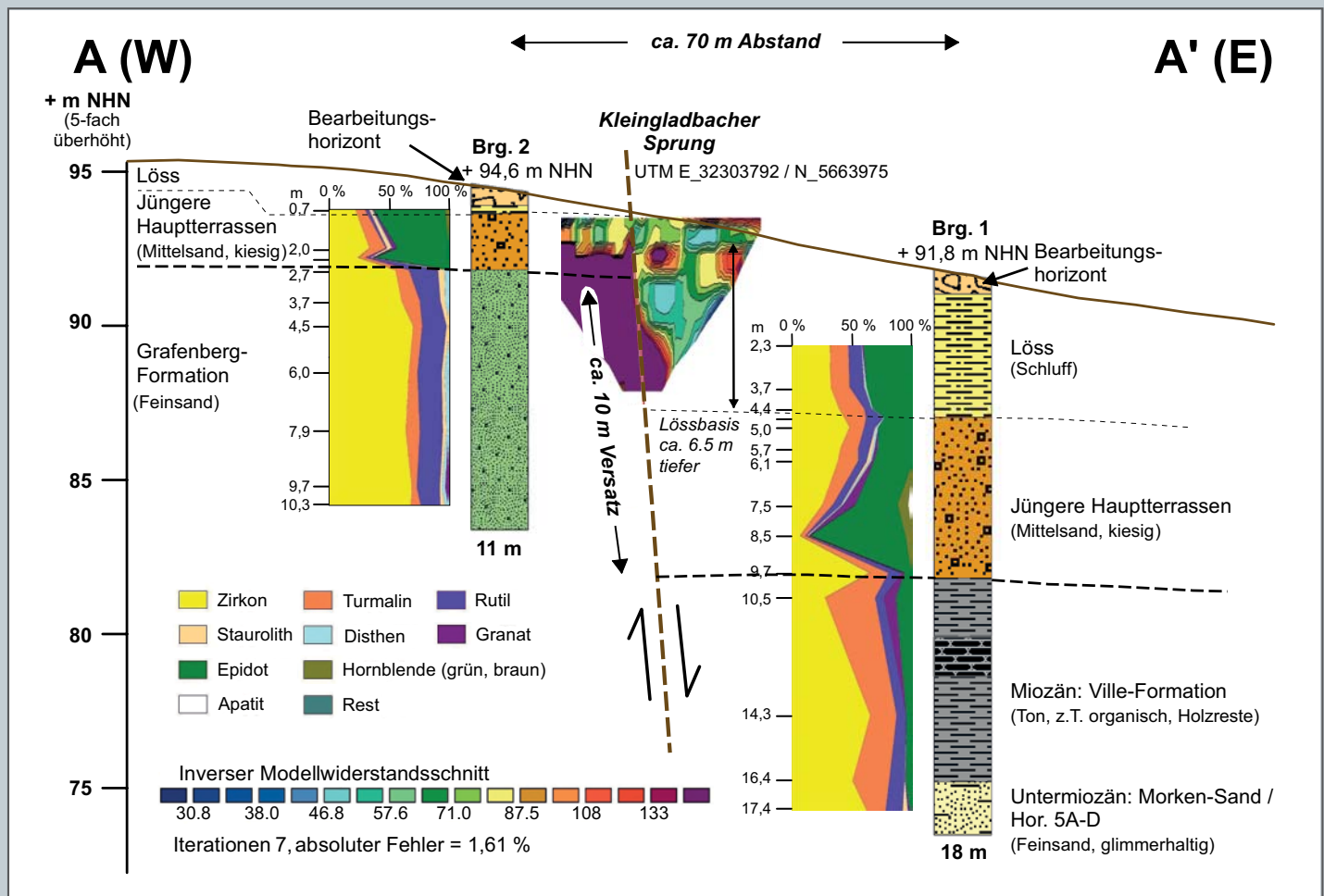


Abb. 7: Die Lage des Kleingladbacher Sprungs in einem 5-fach überhöhten Schnitt entlang des alten Wirtschaftsweges südlich der neuen Straßentrasse (Lage s. auch Abb. 4) mit den geologischen Profilen der beiden tieferen Rammkernsondierungen (Brg. 1 – BNUM 320606, Brg. 2 – BNUM 320607), Auswertung der geoelektrischen Vermessungen (ERT) sowie Schwermineralverteilung. Die Farbskala der Geoelektrik stellt den spezifischen Widerstand in $\Omega \times m$ dar; kalte Farben (Blau) entsprechen niedrigen Widerständen (sprich gute Leitfähigkeit) und warme Farben (Rot und Violett) deuten auf erhöhte Widerstände (schlechte Leitfähigkeit) hin. Das Geoelektrikprofil ist nicht topographisch korrigiert (weitere Angaben zur Geophysik in R. PAILLARD, in Vorber.).

Durch Georadar- und Geoelektrikmessungen sowie durch zwei tiefe und zwei flache Rammkernsondierungen konnte die Schichtenfolge hier beiderseits der Störung genauer untersucht werden (s. Abb. 4, 7 u. 8). Demnach folgt auf der Hochscholle (südwestlich und im Liegenden der nach Nord-nordost einfallenden Störung) unter einem gering mächtigen, humosen, anthropogenen Bearbeitungshorizont bis in eine Tiefe von maximal 0,8 m ein kalkfreier Lösslehm aus schwach tonigem Schluff. Darunter schließt sich eine etwa 2 m mächtige Folge aus z. T. schwach tonigem Fein- bis Mittelsand wechsellagernd mit Grob- und Mittelsand an, die in den Böschungsaufschlüssen dezimeter- bis metermächtige Schüttungskörper mit deutlicher Schrägschichtung bildet (s. Abb. 6b). Die Schichtenfolge ist stellenweise rinnenförmig in die unterlagernden Schichtpakete eingetieft.

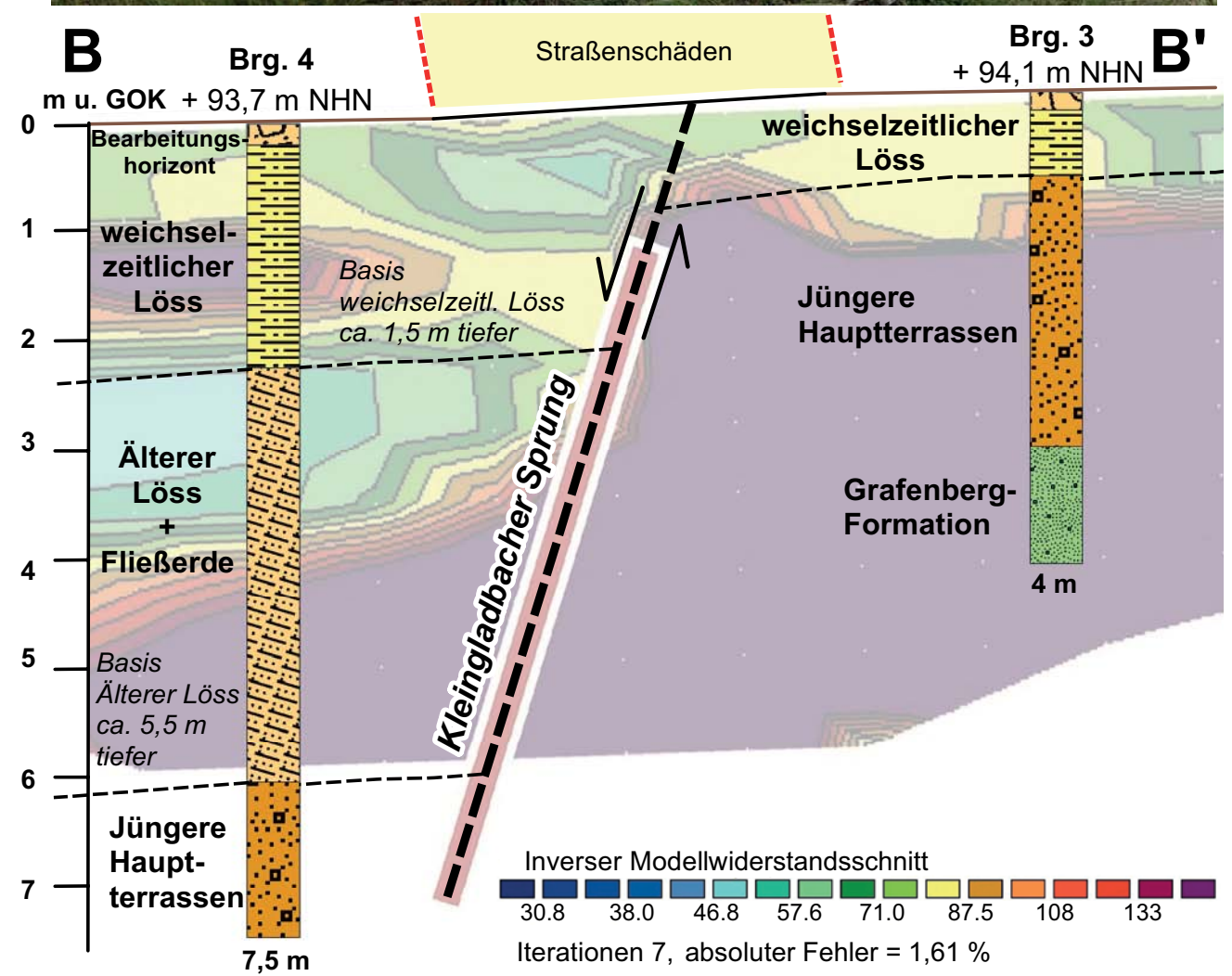


Abb. 8: Geologischer Detailschnitt (nicht überhöht) in unmittelbarer Umgebung des Kleingladbacher Sprungs entlang des alten Wirtschaftsweges südlich der neuen Straßentrasse (Lage s. auch Abb. 3; Blickrichtung nach S). Dargestellt sind die geologischen Profile der beiden flacheren Rammkernsondierungen (Brg. 3 – BNUM 321899, Brg. 4 – BNUM 321900) sowie blass im Hintergrund die Auswertung der geoelektrischen Vermessung. Auf dem Foto von der Aufschlussituation erkennt man Straßenschäden oberhalb des Störungsverlaufes. Die beiden roten Pfeile markieren die Lage der Bohrungen. Bemerkenswert sind das Fehlen des Älteren Lösses auf der Hochscholle und der Versatz der Basis des weichselzeitlichen Lösses sowie der Basis des gesamten Lössprofils entlang der Störung.

In den Böschungsaufschlüssen treten innerhalb der Schotter lokal stark schluffige, schwach tonige Pakete auf. Unter diesen Schottern, die zu den Ablagerungen der Jüngeren Hauptterrassen zählen, lagern in diskordantem Kontakt Ablagerungen der oligozänen Grafenberg-Formation mit hell- bis weißgrauen, z. T. glaukonithaltigen, grünlich grauen, schwach schluffig-tonigen und schwach mittelsandigen, kalkfreie Feinsanden. Die Sande sind in der Regel sehr gleichkörnig, ungeschichtet – im m-Bereich – bis schwach lagig. Sporadisch wurden einzelne sehr gut gerundete Maas-Eier gefunden. In den Böschungsaufschlüssen konnte eine Vielzahl von z. T. limonitisch verfestigten Grabbauten beobachtet werden, wie sie für die küstennahen Ablagerungen des Oberoligozäns der Niederrheinischen Bucht typisch sind (SKUPIN & SCHOLLMAYER 2017).

Generell sind die Lockersedimente flach gelagert. Die Terrassenschotter sind von den Sanden der Grafenberg-Formation, die wiederum sehr flach nach Ostnordost einzufallen scheinen, durch eine Erosionsdiskordanz getrennt.

Demgegenüber ist die Schichtenfolge auf der Tiefscholle (nordöstlich und im Hangenden der Störung) mit einer mächtigeren gegliederten Lössabfolge und mächtigen Miozän-Ablagerungen völlig anders ausgebildet. In Störungsnähe folgt dort unter einem gering mächtigen, humosen, anthropogenen Bearbeitungshorizont bis in eine Tiefe von etwa 2 m ein kalkfreier Lösslehm aus schwach tonigem Schluff mit Fein- und Mittelsandeinschaltungen. Dessen Mächtigkeit nimmt in der etwa 50 m östlich der Störung gelegenen Bohrung 1 (BNUM 320606) zu. Beiderseits der Störung wird diese Ablagerung als Jüngerer Löss der Weichsel-Zeit gedeutet. Darunter schließt sich ein in Störungsnähe etwa 3,5 m mächtiges Schichtenpaket aus Lösslehm und Fließerden mit schluffigem Ton und schwach kiesigem, tonigem Schluff sowie Einschaltungen aus tonigem und kiesigem Grob- und Mittelsand an. Der insgesamt erhöhte Tonanteil wird als Anzeichen einer warmzeitlichen Vertonung bzw. warmzeitlichen Anreicherung der Tonkomponente angesehen. Daher wird der untere Teil des Lössprofils als ein älterer Löss, gegebenenfalls aus der Saale-Zeit, gedeutet. Die zahlreichen Fließerde-Einschaltungen deuten auf einen länger andauernden Ablagerungsprozess bei gleichzeitiger Aktivität der Störung hin. Es ist anzunehmen, dass sich zum Zeitpunkt der Ablagerung, bedingt durch die kontinuierliche oder episodische Aktivität der Störung, zumindest zeitweise eine Geländestufe ausbildete, von der aus Fließerden Richtung Tiefscholle abgelagert wurden.

Darunter schließt sich eine etwa 5 m mächtige Folge aus z. T. schwach tonigem, kiesigem Mittelsand, z. T. wechsellagernd mit Fein- bis Mittelkies und sandig-kiesigem Schluff, an. Analog zu den Schottern der Hochscholle werden diese Schotter zu den Ablagerungen der Jüngeren Hauptterrassen gezählt.

Unter den Schottern lagern mindestens 12 m mächtige, graue und dunkelgraubraune, kalkfreie, schluffige Tone mit Einlagerungen von z. T. schwach kiesigem Feinsand, der auch Holzreste enthalten kann. Diese Ablagerungen wurden als miozäne Ville-Formation gedeutet. Die pollenanalytische Einstufung einer schluffigen Tonlage zwischen 11,9 und 13 m ergab ebenfalls als Alter Mittleres Miozän. Wenig nordöstlich, entlang der Straßentrasse, wurden bei den Bauarbeiten größere Mengen kohligter Substanzen abgetragen, die stratigraphisch vermutlich dem Flöz Frimmersdorf entsprechen. Unter diesen Ablagerungen folgen hellgelbgraue, kalkfreie, glimmerhaltige Feinsande mit Einlagerungen aus tonigem Schluff. Diese Abfolge wurde als untermiozäner Morken-Sand (Horizont 5 A-D) gedeutet. Die miozänen Abfolgen scheinen ein Einfallen in nordöstliche Richtung zu haben (RABITZ & HERBST 1958). Sie fehlen auf der westlich des Kleingladbacher Sprungs gelegenen Hochscholle völlig.

In den weiteren Böschungsaufschlüssen entlang der neuen B 221n konnten innerhalb des Wassenberger Horstes nur vereinzelt kleine diskrete Störungen mit nur sehr geringem Versatz der quartären und tertiären Schichten beobachtet werden (s. Abb. 6a). Außerdem scheinen kryoturbate Phänomene, wie sie andernorts in den obersten 1 – 3 m der quartären Deckschichten in der Niederrheinischen Bucht weit verbreitet sind, auf dem Wassenberger Horst zu fehlen.

4 Schwermineralanalysen

Die vorliegenden Schwermineralanalysen von Proben der beiden tieferen Rammkernsondierungen Bohrung 1 und Bohrung 2 zeigen auffällige Änderungen beiderseits der Störung (Abb. 7). Im Liegenden der Störung dominieren ab einer Tiefe von etwa 2,7 m hohe Stabillengehalte (> 95 %) mit einem hohen Anteil an Rutil (15,5 – 22 %) sowie Anteilen an Staurolith (1,5 – 5,5 %) und Disthen (0,5 – 3 %), wie sie für die Feinsande der oligozänen Grafenberg-Formation charakteristisch sind.

In der miozänen Ville-Formation im Hangenden der Störung dominieren ab einer Tiefe von 9,7 m ebenfalls hohe Stabillengehalte (> 86 %), jedoch mit hohen Anteilen an Turmalin (15 – 41 %) sowie stark schwankenden mittleren Anteilen an Granat (0,5 – 10 %) und Rutil (5 – 13 %). Im unterlagernden untermiozänen Morken-Sand steigt der Anteil von Staurolith (4 %) leicht an.

Der obere quartäre Teil der Profile beiderseits der Störung ist deutlich durch eine starke Abnahme der stabilen Schwerminerale (32,5 – 75 %) und eine Zunahme der Gehalte an Epidot (23 – 78 %) zu erkennen. Dies ist für quartäre Schichten der Niederrheinischen Bucht charakteristisch (JANSEN 1991; PRÜFERT 1998; SKUPIN & SCHOLLMAYER 2017; mdl. Mitteilung U. WEFELS, Geol. Dienst NRW). Im Bereich der Jüngeren Hauptterrassen treten außerdem kennzeichnend geringere Anteile an grüner Hornblende (1 – 8,5 %) auf; weiterhin ist eine leichte Zunahme der metamorphen Minerale Staurolith (0,5 – 4 %) und Disthen (0,5 – 2 %) zu erkennen.

Die schwankenden Anteile einzelner Schwerminerale können auf unterschiedliche Liefergebiete der fluviatilen Sedimente zurückzuführen sein bzw. gehen auf die unterschiedliche Zersetzung der Schwerminerale infolge von Klimaschwankungen zurück. Das Vorherrschen instabiler Schwerminerale (Epidot, Granat, grüne Hornblende) ist nach PRÜFERT (1998) ein Hinweis auf den Rhein als vorherrschenden Sedimentlieferanten.

Der oberste Profilabschnitt, der als Löss angesprochen wurde, ist ebenfalls durch ähnlich hohe Epidotgehalte und eine Abnahme der stabilen Schwerminerale gekennzeichnet. Die etwas erhöhten Stabillenteile des Lössprofils im Hangenden der Störung lassen sich durch einen größeren Anteil umgelagerter tertiärer Sedimentanteile bzw. Fließerden im Bereich der Tiefscholle erklären.

5 Analyse der Bewegungsabläufe

Die zuvor beschriebenen neuen Aufschlüsse geben einen Einblick in die jüngsten quartärzeitlichen Bewegungen am Kleingladbacher Sprung. Insgesamt sind die im Aufschluss zu beobachtende unterschiedliche Ausbildung der Deckgebirgsschichten sowie die Verwürfe entlang des Kleingladbacher Sprungs die Summe zahlreicher Einzelbewegungen bzw. von lang anhaltenden Schollenbewegungen, die z. T. gegensätzliche Vorzeichen bzw. Verwurfsrichtungen haben. Für eine Gesamtanalyse der Bewegungsabläufe müssen auch die älteren Deckgebirgsschichten und die Aufschlüsse im Karbon mit betrachtet werden.

Die Kenntnisse über das Deckgebirge beschränken sich auf wenige Aufschlüsse und Bohrungen beiderseits der Störung, in denen eine stratigraphische Analyse der Schichten erfolgte. Sie werden im Wesentlichen von HERBST (1954, 1958) beschrieben.

Der Verwurf der Karbon-Schichten, der die Summe aller jüngeren Bewegungen darstellt, beträgt im Untersuchungsgebiet knapp 400 m (WREDE 1985: Taf. 4, Schnitt 7). Der Verwurf der Karbon-Oberfläche beträgt dagegen nur ca. 200 m. Bewegungen in der Größenordnung von 200 m Verwurf müssen sich daher im Zeitraum zwischen dem Oberkarbon und der Ausbildung der Karbon-Oberfläche abgespielt haben.

Da westlich des Sprungs auf dem Wassenberger Horst an der Deckgebirgsbasis Schichten der Oberkreide anstehen, östlich davon aber solche des Paläozäns, stellt die Karbon-Oberfläche vermutlich keine einheitliche Zeitmarke dar. Es ist nicht auszuschließen, dass östlich des Sprungs vor dem Paläozän neben eventuell vorhandene Schichten der Oberkreide auch solche des Karbons erodiert wurden. Auf der Westscholle wurden diese durch die Kreide-Überdeckung vor einer Abtragung geschützt. Die Bewegungen im Zeitraum Oberkreide – Paläozän sind somit quantitativ nicht sicher fassbar.

Nach einer Zusammenstellung von Profilen durch HERBST (1954) lassen sich für die Basis der einzelnen Deckgebirgseinheiten die Tiefenlagen und die daraus resultierenden relativen Verwürfe ermitteln:

Tiefenlage der Deckgebirgseinheiten (m NHN)			
	Westscholle (Schacht 4)	Ostscholle (Brg. Kühlerhof)	Verwurf
Basis Pleistozän/Pliozän		+20	
Basis Miozän		-111 (?)	
Basis Oberoligozän	–	-218	
Basis Mitteloligozän	+32	-288	320 m
Basis Unteroligozän	-11	-390	379 m
Basis Paläozän	-51	-396	345 m
Basis Oberkreide	-190	–	> 190 m*
Oberkarbon			ca. 400 m
* Verwurf als Aufschiebung			

Unterstellt man nach den zuvor beschriebenen neuen Aufschlüssen einen Verwurf der Basis der Jüngeren Hauptterrassen (hier gleichbedeutend mit der Quartär-Basis) um ca. 10 m, so ergibt sich für die Deckgebirgsablagerungen, ausgehend vom Karbon, folgender Bewegungsablauf (ungefähre Angabe des Zeitraums mit der relativen vertikalen Bewegungsgeschwindigkeit):

- während des Oberkarbons bis zur Ausbildung der Karbon-Oberfläche: Abschiebung der Ostscholle um ca. 200 m
- von der Ausbildung der Karbon-Oberfläche bis zu Beginn der Oberkreide: Abschiebung der Ostscholle um mehr als 200 m
- während der Oberkreide: relative Hebung der Ostscholle um mehr als 535 m (ca. 30 Mio. a mit ca. 17,8 m/Mio. a); mit der Inversion in der Kreide verbundene Erosion der damals vorhandenen Geländeoberfläche
- im Paläozän: relative Hebung der Ostscholle um 34 m (ca. 10,2 Mio. a mit ca. 3,3 m/Mio. a)
- im Unteroligozän: Abschiebung der Ostscholle um 59 m (ca. 3,1 Mio. a mit ca. 19 m/Mio. a)
- post Basis Mitteloligozän bis Basis Jüngere Hauptterrassen: Abschiebung der Ostscholle um 310 m (> 100 m mächtiges Miozän nur auf der Ostscholle vorhanden, daher an der Basis Jüngere Hauptterrassen eine Schichtlücke und der Großteil des Versatzes syn- bis postmiozän; ca. 28 Mio. a mit ca. 11,1 m/Mio. a)
- post Basis Jüngere Hauptterrassen bis Top Jüngere Hauptterrassen: Abschiebung der Ostscholle um 4 m (ca. 1 Mio. a mit ca. 4 m/Mio. a)
- post Top Jüngere Hauptterrassen bis Basis weichselzeitlicher Löss: Abschiebung der Ostscholle um 3,5 m (ca. 0,6 Mio. a mit ca. 6 m/Mio. a) und Ablagerung älterer Fließerden und älteren Lösses
- post Basis weichselzeitlicher Löss bis Gegenwart: Abschiebung der Ostscholle um 1,5 m (ca. 50 000 a mit ca. 30 m/1000 a)

Die meiste Zeit war der Kleingladbacher Sprung eine nach Osten abschiebende Störung. In der Oberkreide-Zeit kam es jedoch zu einer Bewegungsumkehr erheblichen Ausmaßes. Da auch in der westlich an den Wassenberger Horst angrenzenden Rur-Scholle die Schichten der Oberkreide deutlich geringer mächtig sind als auf dem Horst, muss dieser während der Oberkreide eine Grabenstruktur dargestellt haben. Bemerkenswert ist, dass diese oberkretazische Inversionsphase noch im Paläozän anhielt, wie nicht nur der Verwurf der Paläozän-Basis zeigt, sondern auch die höhere Mächtigkeit des Paläozäns auf dem Wassenberger Horst (HERBST 1958). Es hat sich allerdings schon andernorts gezeigt, dass zumindest bereichsweise das kompressive Spannungsfeld, das für die Entstehung der oberkretazischen Inversionsbewegungen und die Entstehung der damit konjugierten flachen Falten in den Schichten der Oberkreide im Münsterland verantwortlich ist, noch bis in das Tertiär hinein wirksam war (WREDE 2000).

Dabei ist allerdings zu beachten, dass sich steile Abschiebungen nur sehr schwer oder gar nicht durch Einengung bzw. als reine Aufschiebungen reaktivieren lassen (vgl. z. B. Cox 2010). Wahrscheinlicher ist zumindest anteilig eine horizontale Komponente beim Versatz entlang der Störung. Insbesondere der rautenförmige Grundriss des Wassenberger Horstes mit seinen gebogenen, teilweise Ost – West streichenden Randstörungen begünstigt Vertikalbewegungen der Scholle bei wechselnden Spannungsrichtungen.

Das vollständige Fehlen miozäner Ablagerungen auf dem Wassenberger Horst im Gegensatz zu den mächtigen miozänen Abfolgen im Rur-Graben und östlich des Kleingladbacher Sprungs (s. Abb. 3) deutet nicht nur auf Störungsaktivität direkt nach der Ablagerung der miozänen Schichtenfolge, sondern auch auf eine deutliche präpleistozäne Schichtlücke hin. Es ist davon auszugehen, dass während des Miozäns auch auf dem Wassenberger Horst mächtige Sedimentmassen abgelagert wurden. Anschließend, vor Ablagerung der Jüngeren Hauptterrassen im Pleistozän, war der Wassenberger Horst Hebungs- und Abtragungsgebiet, wodurch die miozänen Schichten vollständig und die oligozänen Schichten teilweise abgetragen wurden. Für das ehemalige Vorhandensein miozäner Schichten auf dem Wassenberger Horst sprechen auch die in den Kleingladbacher Sprung eingeschleppten miozänen Tone. Eine genaue Bilanzierung der Bewegungsabläufe für diesen Zeitraum ist derzeit nicht möglich.

Setzt man für die Basis der Jüngeren Hauptterrassen grob ein Alter von 1,8 Mio. Jahren an, für den Zeitraum zwischen den Jüngeren Hauptterrassen und dem Beginn des Mitteloligozäns 29 Mio. Jahre und für das Unteroligozän 3,1 Mio. Jahre, so ergibt sich eine seit dem Unteroligozän anhaltende, relativ gleichförmige Bewegung an der Störung, die zwischen 10 und 11,3 m pro Mio. Jahre (im Schnitt gut 1 cm/1 000 a) variiert. Diese Bewegungsrate korrespondiert in ihrer Größenordnung mit Störungen im Ruhrgebiet (WREDE 2010).

Die unterschiedliche Ausprägung und Mächtigkeit der Lössabfolge beiderseits der Störung belegt, dass auch in der jüngeren Geschichte Bewegungen stattgefunden haben. Der relativ große Versatz der Lössabfolge entlang der Störung täuscht dabei sehr hohe relative Bewegungsgeschwindigkeiten von etwa 30 m/Mio. a vor. Bei kontinuierlichen Bewegungen entspräche dies 0,003 cm/a. Unter der Annahme, dass die Asphaltdecke des alten Wirtschaftsweges etwa 50 Jahre alt ist, wäre ein Versatz von lediglich 0,15 cm zu erwarten. Dies reicht jedoch nicht aus, um den beobachteten deutlich größeren Versatz zu erklären. Das deutet darauf hin, dass die Bewegungen nicht immer kontinuierlich, sondern auch episodisch auftreten. Ungeachtet der Ursache für solche Bewegungen lassen es dementsprechend erst Betrachtungszeiträume von mehr als 1 Mio. Jahre zu, langfristige Bewegungsabläufe realistisch einzuschätzen.

6 Ausblick

Vergleichbare Aufschlüsse wie an der B 221n werden im Rahmen der Baumaßnahmen an der Zeelink-Pipeline im Laufe des Jahres 2020 erwartet, wenn die Trassenarbeiten den Rurrand- und den Kleingladbacher Sprung queren. Die hier beschriebenen Aufschlüsse zeigen, wie wichtig die Aufnahme von temporären Aufschlüssen ist, denn nur durch diese ist langfristig ein Erkenntniszugewinn in der geologischen Landesaufnahme zu erwarten. Die Aufnahme von Störungen in solchen Aufschlüssen dient neben der reinen Erfassung ihrer Lage vor allem der Quantifizierung junger Tektonik. Das Verständnis über die Wechselwirkung zwischen jungen Bewegungen entlang alter, bereits existierender Störungen im paläozoischen Grundgebirge und deren Auswirkung auf das darüberliegende Deckgebirge ist dabei von besonderem Interesse und ist ein wichtiger Bestandteil für eine qualifizierte Beurteilung, z. B. von Bergschäden.

7 Danksagung

Herrn Ralf Janßen vom Landesbetrieb Straßen.NRW und Herrn Christoph Staaks von der Frauenrath Bauunternehmen GmbH danken wir für die Betretungserlaubnis und Genehmigung der Profilaufnahme. Für das Abteufen der Rammkernsondierungen danken wir den Bohrteams des GD NRW. Für die Bearbeitung der Schwermineralanalysen danken wir Frau Ulrike Wefels, Herrn Dr. Georg Schollmayer für die Geländeaufnahme und Diskussionen zu den Schwermineralanalysen.

8 Literaturverzeichnis

- AHORNER, L. (1962): Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**: 24 – 105; 23 Abb., 7 Tab., 4 Taf.; Öhringen/Württ.
- BAGLIKOW, V. (2010): Schadensrelevante Auswirkungen des Grubenwasseranstiegs im Erkelenzer Steinkohlenrevier. – Schr.-R. Inst. Markscheidewesen, Bergschadenkde. u. Geophysik im Bergbau, **2010** (1): VI + 121 S., m. Abb./Tab. u. Kt.; Herne. – [Zugl. Diss TH Aachen].
- BOSUM, W. (1965): Interpretation magnetischer Anomalien durch dreidimensionale Modellkörper zur Klärung geologischer Probleme. – Geol. Jb., **A 83**: 667 – 680, 5 Abb., 4 Taf.; Hannover.
- COX, S. F. (2010): The application of failure mode diagrams for exploring the roles of fluid pressure and stress states in controlling styles of fracture-controlled permeability enhancement in faults and shear zones. – Geofluids, **10** (1 – 2): 217 – 233, 14 Abb. – [doi: 10.1111/j.1468-8123.2010.00281.x]
- GRÜTZNER, CH.; FISCHER, P.; REICHERTER, K. (2016): Holocene surface ruptures of the Rurrand Fault, Germany – insights from palaeoseismology, remote sensing and shallow geophysics. – Geophys. J. Int., **204** (3,1): 1662 – 1677, 12 Abb., 2 Tab. – [doi: 10.1093/gji/ggv558]
- HERBST, G. (1954): Zur Entstehung des Erkelenzer Horstes : Ergebnisse neuerer Aufschlüsse. – Geol. Jb., **69**: 349 – 360, 5 Abb.; Hannover.
- HERBST, G. (1958): Das Alter der Bewegungen am Rurrand bei Hückelhoven. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **2**: 641 – 643, 1 Abb.; Krefeld.
- HERBST, G.; PIETZNER, H.; STADLER, G. (1969): Bericht über die Befahrung eines neuen Erzvorkommens im Oberkarbon der Zeche „Sophia-Jacoba“ : Mbl. Erkelenz, 4903. – 4 S., 1 Anl.; Krefeld. – [unveröff.]
- HOFFMANN, G.; KUMMER, S.; MÁRQUEZ, R.; VALDIVIA MANCHEGO, M. (2019): The Roman Eifel Aqueduct: archaeoseismological evidence for neotectonic movement at the transition of the Eifel to the Lower Rhine Embayment. – Int. J. Earth Sci., **108** (7): 2349 – 2360. – [doi.org/10.1007/s00531-019-01766-y]
- JANSEN, F. (1991), mit Beitr. von KALTERHERBERG, J.; KAMP, H. VON; KÖWING, K.; PAAS, W.; PIEPER, B.; REHAGEN, H.-W.; VIETH-REDEMANN, A.; WOLF, R.; KELLER, M.: Erläuterungen zu Blatt 4506 Duisburg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4506**, 2. Aufl.: 179 S., 13 Abb., 17 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- KNETSCH, G. (1954): Untersuchungen über die Tektonik im Grubenfeld von „Sophia-Jacoba“ (Hückelhoven, Kreis Erkelenz) und ihre Beziehungen zur weiteren Umgebung. – Geol. Jb., **69**: 611 – 624, 3 Abb.; Hannover.
- KLEINE, C. (2016): Lage und seismische Aktivität ausgewählter Randstörungen des Erkelenzer Horstes im Umfeld der Gemeinde Kleingladbach. – Masterarb., RWTH Aachen: 107 S.; Aachen.
- PRÜFERT, J. (1998): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 25 000> Blatt 4902 Heinsberg, 2. Aufl. – 1 Kt.; Erläuterungen von PRÜFERT, J. (1998), mit Beitr. von PAAS, W.; SCHOLLMAYER, G.; SUCHAN, K. H.: 178 S., 7 Abb., 10 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- RABITZ, A.; HERBST, G. (1958): Blatt B: Geologische Profile. – In: Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 25 000> 4903 Erkelenz. – 3 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- SKUPIN, K.; BUSCHHÜTER, K.; HOPP, H.; LEHMANN, K.; PELZING, R.; PRÜFERT, J.; SALAMON, M.; SCHOLLMAYER, G.; TECHMER, A.; WREDE, V. (2008): Paläoseismische Untersuchungen im Bereich der Niederrheinischen Bucht. – scriptum, **17**: 72 S., 58 Abb., 6 Tab.; Krefeld.
- SKUPIN, K.; SCHOLLMAYER, G. (2017): Beobachtungen zur Ausbildung und stratigraphischen Stellung der Niederrhein-Hauptterrassen-Formation im Bereich des Süchtelner Höhenzuges und des Schwalm-Nette-Gebietes (nordwestliche Niederrheinische Bucht). – scriptumonline, **4**: 81 S., 58 Abb., 2 Tab. in d. Anl.; Krefeld.
- TEICHMÜLLER, M.; TEICHMÜLLER, R. (1971): Inkohlung. – In: Ill. A. 2. Das Revier von Aachen-Erkelenz. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 69 – 72, 2 Abb.; Krefeld.

- WOLF, R. (1985): Tiefentektonik des linksniederrheinischen Steinkohlengebietes. – In: DROZDZEWSKI, G.; ENGEL, H.; WOLF, R.; WREDE, V. [Hrsg.]: Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten: 105 – 167, 37 Abb., 3 Tab., 9 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- WREDE, V.; ZELLER, M. (1983), mit Beitr. von JOSTEN, K.-H.: Geologie der Steinkohlenlagerstätte des Erkelenzer Horstes. – 40 S., 4 Abb., 1 Tab., 3 Taf., 1 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- WREDE, V. (1985): Tiefentektonik des Aachen-Erkelenzer Steinkohlengebietes. – In: DROZDZEWSKI, G.; ENGEL, H.; WOLF, R.; WREDE, V. [Hrsg.]: Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten: 10 – 103, 65 Abb., 4 Tab., 13 Anl.-Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- WREDE, V. (1987): Einengung und Bruchtektonik im Ruhrkarbon. – Zbl. Geol. u. Paläont., **TI. 1 (1987)**: S. 15; Stuttgart.
- WREDE, V. (1992): Störungstektonik im Ruhrkarbon. – Z. angew. Geol., **38**: 94 – 104, 8 Abb.; Stuttgart.
- WREDE, V.; ZELLER, M. (1983) mit Beitr. von JOSTEN, K.-H.: Geologie der Steinkohlenlagerstätte des Erkelenzer Horstes. – 40 S., 4 Abb., 1 Tab., 3 Taf., 1 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- WREDE, V. (1998): Die Tektonik des präpermischen Untergrundes von Krefelder und Venloer Scholle. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **37**: 333 – 380, 17 Abb.; Krefeld.
- WREDE, V. (2000) mit Beitr. von VIETH-REDEMANN, A.; MEYER, B.; PAAS, W.: Erläuterungen zu Blatt 4407 Bottrop. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4407**, 2. Aufl.: 144 S., 19 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- WREDE, V.; ZELLER, M. (2005): Eifelnordrand, Aachen – Erkelenz und Untergrund der Niederrheinischen Bucht. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **254**: 199 – 224, 1 Abb., 1 Tab.; Frankfurt/M.
- WREDE, V. (2010): Zur Zeitlichkeit post-variszischer Tektonik in südwestlichen Teil des Münsterschen Kreidebeckens. – In: RÖHLING, H.-G.; KRONSBELN, ST. [Hrsg.]: Geologie und Archäologie am Niederrhein. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss, **73**: 183 – 189, 3 Abb., 2 Tab.; Hannover. – [Zugl. in: Natur am Niederrh., N. F., **25** (1/2)]

Impressum

Alle Rechte vorbehalten

scriptum^{online}

Geowissenschaftliche Arbeitsergebnisse aus Nordrhein-Westfalen

© 2020 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –
De-Greif-Strasse 195 · 47803 Krefeld · Postfach 10 07 63 · 47707 Krefeld
Fon 0 21 51 897-0 · poststelle@gd.nrw.de
www.gd.nrw.de

Satz und Gestaltung:

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen

Für den Inhalt des Beitrags sind die Autoren allein verantwortlich.

scriptum^{online} erscheint in unregelmäßigen Abständen.

Kostenloser Download über www.gd.nrw.de

ISSN 2510-1331