Deutsche Geophysikalische Gesellschaft e.V.

Inhalt

Joswig, M. *(Institut für Geophysik, Universität Stuttgart)*:
Nanoseismic Monitoring – Small Fractures in Large Earth

Manthei, G. *(Technische Hochschule Mittelhessen, Gießen)*, Philipp, J. und Eisenblätter, J. *(GMuG Gesellschaft für Materialprüfung und Geophysik, Bad Nauheim)*:
Acoustic Emission Measurements in Rock Structures and on Rock Specimens

Kaiser, D. *(Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover)*:
Mikroakustische Messungen in einem Salzbergwerk zur Bewertung von Rissprozessen

Wegler, U. *(Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover)*:
Geothermie und Seismizität

Wiemer, S. *(ETH Zürich, Schweizerischer Erdbebendienst)*:
Kleine Beben mit großer Wirkung: Ein Beitrag zur probabilistischen Gefährdungsanalyse von induzierten Erdbeben

Wassermann, J., Megies, T. und Igel, H. *(Universität München)*:
Kleine Druckvariationen – kleine Erdbeben?

MITTEILUNGEN

DGG-Kolloquium

Induzierte Seismizität

Köln,
den 23. Februar 2011

Sonderband I/2011
ISSN-Nr. 0947-1944

Herausgeber:
Deutsche Geophysikalische Gesellschaft e.V.

IMPRESSUM

Herausgeber: Deutsche Geophysikalische Gesellschaft e.V.
Telegrafenberg, 14473 Potsdam

Redaktion: Arbeitskreis „Angewandte Geophysik“

Dr. T. Fechner, Neuwied
Dr. T. Litwinska-Kemperink, Oldenzaal
Prof. Dr. M. Joswig, Stuttgart
Dr. D. Orlowsky, Essen
Dr. A. Schuck, Leipzig (Sprecher)
Prof. Dr. U. Yaramanci, Hannover

Kontakt:

Dr. A. Schuck
GGL Geophysik und Geotechnik Leipzig GmbH
Bautzner Str. 67, 04347 Leipzig
Tel. 0341/2421-310, andreas.schuck@ggl-gmbh.de

DGG-Kolloquien
1988 - 2011

1988	Köln	Feldtechniken in der Landseismik
1989	Stuttgart	Unterstützung der seismischen Interpretation durch Bohrlochmessungen
1990	Leoben	Umweltgeophysik
1991	Bochum	Integrierte Interpretation in der Angewandten Geophysik
1992	Leipzig	Ingenieurgeophysik
1993	Kiel	Ausgewählte Themen aus der Marinen Geophysik
1994	Münster	Nichtseismische Verfahren in der Angewandten Geophysik
1995	Hamburg	Geophysikalische Bohrlochmessverfahren
1996	Freiberg	Fernerkundung - Remote Sensing
1997	Potsdam	Kolloquium ersetzt durch den "Internationalen Tag"
1998	Göttingen	Angewandte Geothermie
1999	Braunschweig	Satellitengeophysik
2000	München	Magnetik
2001	Frankfurt	Interpretation reflexionsseismischer Messungen
2002	Hannover	Neue Aspekte der Explorations- und Produktionsgeophysik
2003	Jena	Interdisziplinärer Einsatz geophysikalischer Methoden
2004	Berlin	Aerogeophysik
2005	Graz	Geophysik zur Vorerkundung von Tunneln
2006	Bremen	Georadar
2007	Aachen	NMR
2008	Freiberg	Geophysikalisches Monitoring
2009	Kiel	Polare Geophysik
2010	Bochum	Entwicklung geophysikalischer Messgeräte
2011	Köln	Induzierte Seismizität

Die seit 2002 zum Kolloquium erschienenen Sonderbände der DGG-Mitteilungen können Sie noch beim Sprecher des Arbeitskreises „Angewandte Geophysik“ oder in der Geschäftsstelle der DGG nachbestellen.

Kontakt:

Dr. Andreas Schuck
GGL Geophysik und Geotechnik Leipzig GmbH
Bautzner Str. 67, 04347 Leipzig
Tel. 0341/2421-310, andreas.schuck@ggl-gmbh.de

DGG-Kolloquium

Induzierte Seismizität

71. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft

Köln, 23. Februar 2011

Inhalt

Joswig, M. *(Institut für Geophysik, Universität Stuttgart)*:

Nanoseismic Monitoring – Small Fractures in Large Earth ……... 3

Manthei, G. *(Technische Hochschule Mittelhessen, Gießen),*
Philipp, J. und Eisenblätter, J. *(GmuG Gesellschaft für Materialprüfung und Geophysik mbH, Bad Nauheim)*:

Acoustic Emission Measurements in Rock Structures and on Rock Specimens …... 19

Kaiser, D. *(Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover)*:

Mikroakustische Messungen in einem Salzbergwerk
zur Bewertung von Rissprozessen ……... 39

Wegler, U. *(Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe)*:

Geothermie und Seismizität …….. 53

Wiemer, S. *(ETH Zürich, Schweizerischer Erdbebendienst)*:

Kleine Beben mit großer Wirkung: Ein Beitrag zur probabilistischen
Gefährdungsanalyse von induzierten Erdbeben ……. 67

Wassermann, J., Megies, T. und Igel, H. *(Universität München)*:

Kleine Druckvariationen - kleine Erdbeben? …… 79

Anzeige

Ihr Partner für geophysikalische Messgeräte

Verkauf - Vermietung - Beratung - Schulung - Reparatur

Geophysik in allen Elementen: Luft - Boden - Wasser

Georadar GPR - Elektromagnetik (FD / TD)
Magnetik - Geoelektrik - Seismik
Gravimetrie - Gammaspektrometrie

Allied Associates Geophysical Ltd. Büro Deutschland
Butenwall 56 / D-46325 Borken
Tel.: +49-(0)2861-8085648 / Fax: +49-(0)2861-9026955
susanne@allied-germany.de
www.allied-associates.co.uk / www.allied-germany.de

Nanoseismic Monitoring – Small Fractures in Large Earth

Manfred Joswig, Institut für Geophysik, Universität Stuttgart, Azenbergstr. 16, 70174 Stuttgart, e-mail: joswig@geophys.uni-stuttgart.de

1. Introduction

Nanoseismic monitoring is an application of passive seismic field investigations tuned to ultimate sensitivity despite limited efforts in site equipment (Joswig, 2008). We propose the term 'nano' since our scheme describes the acquisition, and processing of seismic waves generated by sources which are two to three magnitudes below the target of standard microseismic network surveillance (e.g., Lee & Stewart, 1981). In terms of seismic magnitude, it corresponds to ranges down to ML –3.0, for source to sensor (slant) distances of 10 m to 10 km. These events could by good reason be addressed as 'nanoearthquakes' (Butler, 2003). Spoken less ambitiously, our method of nanoseismic monitoring describes some necessary extensions of microseismic processing rules, like an extended definition of local magnitude ML, to handle those weak events recorded by ultimate sensitivity. This ultimate sensitivity runs blind without two additional criteria: autonomy in event location, and robustness against noise. Autonomy is required because the smallest events are only seen by the nearest station, and autonomy is achieved by complementing that station to a Seismic Navigating System (SNS) as described below. Robustness against noise is attained by advanced signal processing. Additional sensitivity is reached by innovative approaches of the dedicated-purpose software 'HypoLine' lowering the processing threshold to near 0 dB SNR.

Applications of nanoseismic monitoring comprise aftershock surveys for natural and man-made seismic sources, e.g. in on-site inspections (OSI) of CTBT, the mapping of active fault systems, and the monitoring of volcanic and induced seismicity. According to the title of our talk, we want to focus here on the discovery of very small fracture processes in comparatively large, shallow sedimentary material, e.g., at sinkholes or in landslides.

2. Field Layout of SNS

The requirements of nanoseismic monitoring for the field installation are maximum sensitivity, and some means for autonomy in event location. During site selection, we care – in this order of ranking – for low ambient ground noise, for source proximity, and for good coupling to ground by solid rock outcrops. We do ignore intentionally any infrastructure constraints, like those for power supply, communication facilities, shelter housing, or accessibility for regular maintenance. What we get then is uncompromized performance, however, suited just for short-term campaigns of a few nights (mostly we skip daytime records due to their high noise level). The equipment resembles the spirit of reduction to necessities: It consists of one six-channel data logger, a ruggedized notebook, three 100 m cable drums, and four light-weight, short period seismometers (one three-comp, three vertical). Its total weight is some 20 kg, and with tent, sleeping bags, and food, two men with backpack can carry it to any point in countryside, and stay overnight – a truly ultra-portable solution. Thus some of our field campaigns resemble more the work of refraction surveys than semi-permanent network installations.

Autonomy in event location is achieved by the station layout, plus the suited processing software 'HypoLine' as described below. The optimum layout for our equipment is a tri-partite array of vertical geophones, organized as equilateral triangle, with an additional, three-component seismometer at its center point. The distance from center to outpost range from 30 to 100 m dependent on task. Field constraints often require a modification of the intended, equilateral array geometry, and each installation must be metered individually. Thanks to

laser distance meter, GPS, and electronic compass, we can close this task after 15 min, which adds to the initial 15 min for system setup; initial noise studies can be performed after 5 min. Our rule of thumb is that 30 min after arrival, the system is fully operational with on-line data access and complete, in-field analysis capabilities (see Fig. 1). The rapid system setup, together with its ultra-portability turns the SNS into a truly optimal aftershock monitoring system.

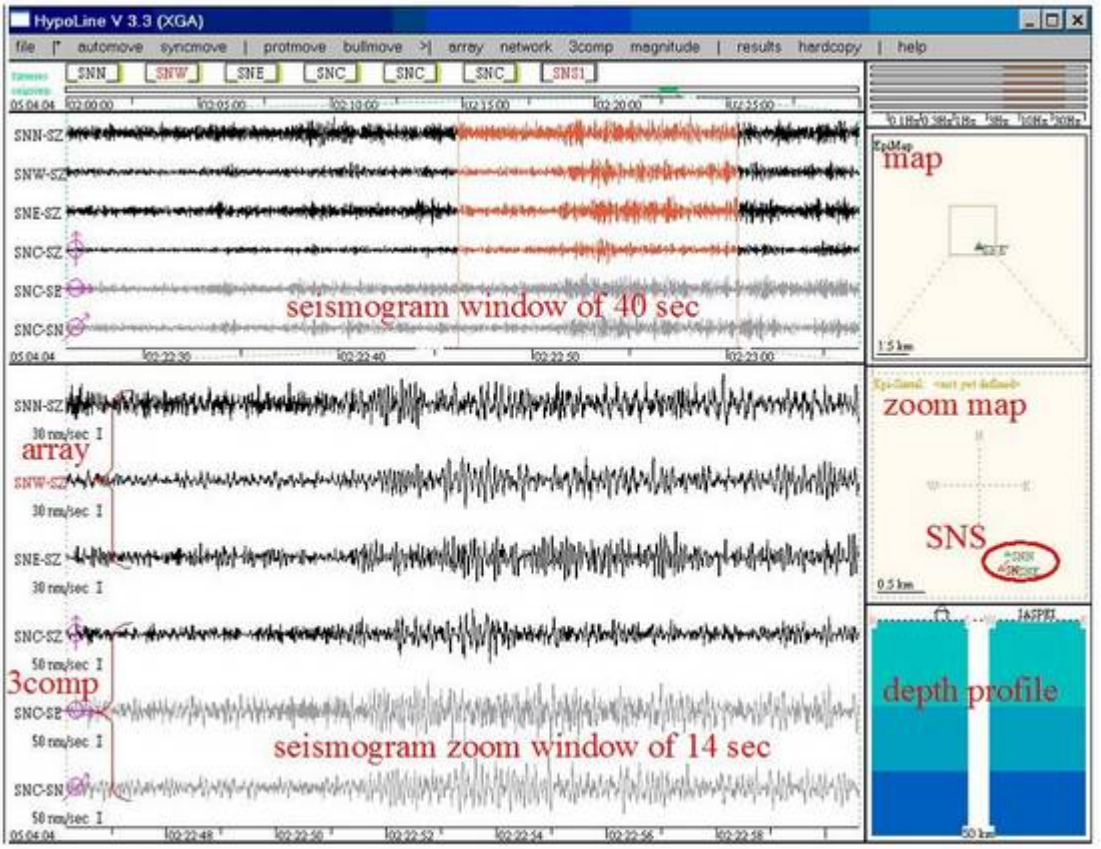


Fig. 1 Screen layout of HypoLine with candidate event at limit of processing capabilities. The seismograms were acquired by the four SNS stations sketched in zoom map.

We named this system a Seismic Navigating System (SNS) to stress the difference to both, the single seismic stations on the one, and the full microseismic networks on the other hand. The SNS installation efforts make it compare to single sites, but SNS-provided source locations are close to a seismic network. In the initial application for on-site inspection of aftershocks, the SNS was intended to guide or navigate (sic) the further installation of a fully featured microseismic network. The idea of SNS is not restricted to run just one system. Any team of two trained students could operate one SNS (and communicate results wireless); for the small scale field works of sinkhole monitoring, one crew deployed even three of them simultaneously. The extra efforts in SNS installation pay off by new possibilities, e.g., to calibrate the magnitude scale, and to correct for an eventual, systematic bias in event location. However, multi-SNS records could only be observed for some few, stronger events; for the majority of weak events, we are left with the autonomous, single SNS processing.

3. Event Detector or Event Detective

The very first problem of digital data processing is the detection of possible events of interest in an environment of frequent, sometimes even larger noise bursts. In fact, microseismic networks are, besides the large seismic arrays of the 60ies, the first application of statistical

detection theory to seismology. With recent improvements by pattern recognition and rule-based systems, automated seismogram analysis is a principal field for geoscience data mining (e.g., Joswig, 1990, 2000). It reflects a situation where a small fraction of transient signals must be retrieved from large amounts of continuous noise data, and these signals must be discriminated against intermittent noise bursts. To meet this challenge, the observational situation is assumed to be known, and stable for months and years.

For nanoseismic monitoring, the situation is different in quite every aspect. The amount of data is relatively small, e.g., some few nights. Neither signals nor noise bursts are known a priori, but we expect dozens to hundreds of candidate signals per night. Thus each new installation restarts the detective task to discover and explain the weak fingerprints of observation targets. For this type of forensic seismology, sonograms turned out to be the most versatile diagnosis tool. As displayed in Fig. 2, they are not just spectral density matrices, but could be understood as auto-adaptive, broadband, optimum filter discriminators on local energy spots, and their connectivity in the time-frequency plane (Joswig, 1995). This powerful 2-D decomposition unveils the typical signatures of, e.g., traffic noise [mono-frequent, symmetrically on- and off-swelling], or sonic booms [spiky with high-frequent tail]. Sonograms clarify the overall context of weak local, regional, or teleseismic events when only short-term segments show up in the seismograms, leaving plenty of space for confusion with some kinds of noise.

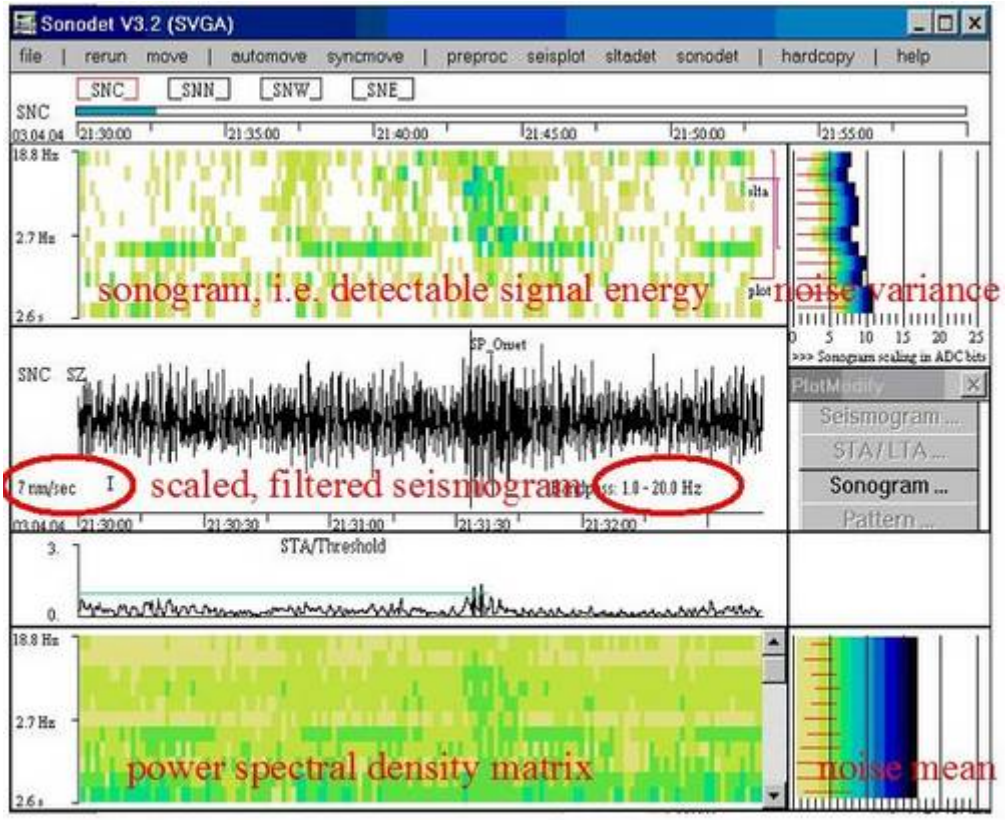


Fig. 2 Seismogram, related PSD matrix, and sonogram. PSD is obtained by sliding FFT, and log-binning of frequency and amplitude. The sonogram adds prewhitening and noise muting, and clearly enhances the visibility of short-term signal energy.

Given the urgent needs for human detective works, there is no comparable demand for automated detectors in nanoseismic monitoring campaigns. One could use the pattern recognition of SonoDet to screen out spikes, traffic sweeps, and to mark default onset patterns; however, the main value of sonograms remains in their support of human diagnosis.

4. Least Squares Location or Jackknifing

The procedures for network location face severe challenges when processing seismograms down to the limits of resolution. One may guide the phase picking by discriminative information in sonograms, one may escape over-interpretation by displaying quantization intervals, both in amplitude (Joswig, 1999) and time. But one can not rule out the ambiguity of neighboring wiggles, and the sparse information of just four SNS stations does not provide any redundancy to control the selection. This is a principal problem of all sparse station configurations, but here it is overcome by introducing a new location approach. This approach identifies the contribution of each single phase to location results, and it is realized by displaying 'hypolines' in the program 'HypoLine'. Hypolines are the well-known, constraining curves in event location, i.e., a hyperbola by ΔtP of any two stations, a circle for tS-tP at any single site, and array beams where applicable. In HypoLine, the best solution is characterized by the highest concentration of hypolines, resembling the classical textbook examples of graphical location. More recently, these ideas triggered further research in fuzzy location (Lin & Sanford, 2001), and updated tutorials (Pujol, 2004). A thorough implementation unveils that hyperbolae are exact solutions just for half space models and zero depth. Just increasing the depth will leave at surface an area cut of a hyperboloid which, however, stays a hyperbola since the cut runs parallel to the symmetry axis. A more severe change comes by considering layer models since exceeding the cross-over distance at one leg causes a break in slope, i.e., a discontinuity of the first derivative (see Fig. 3).

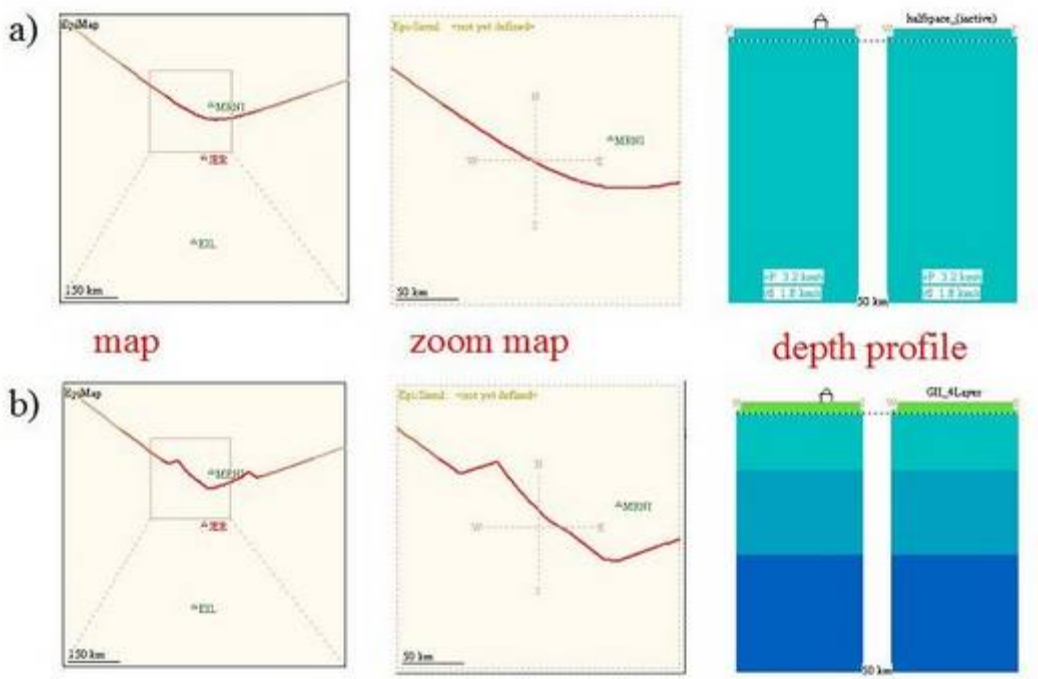


Fig. 3 a) Hyperbola in half-space model. b) Degradation of hyperbola by layer model. Source is just below the first layer boundary at 2.1 km depth, with change of velocity from 3.5 to 5.7 km/s. Exceeding cross-over distance at just one leg causes break in slope.

A key feature of HyoLine is its handling and specific displaying of data uncertainty in event location. In the classical approach of matrix inversion, we iterate to the RMS minimum of residuals. In graphical and fuzzy location, we care for the size of an area of crossing hypolines. Here too we care for an area as criterion of quality, but its size is determined by the approach of jackknifing: The initial, overdetermined system of equations is broken down into the permutation of exact sets, then solved individually, and finally evaluated by the spread of solutions. This scheme is a variation of the most common, "leave one out"

jackknife where N observations are subdivided into N samples of size N-1, e.g., to train artificial neural networks on limited observation data. Here we perform a "leave out k" operation with N-k being the dimension of the statistics, i.e., matching the number of parameters to be determined.

To illustrate our procedure, let us consider the simplest case of event location: The three unknowns (x, y, t0) [with z fixed] are constrained by three P onset times, e.g., t1, t2, and t3. It turns out that the related three hyperbolae, here defined by (t1-t2), (t1-t3), and (t2-t3), will always share a common, triple junction at c1. This 'coincidence' is in no way a criterion of quality, but it is the compelling consequence of inverting an exact set of equations. In terms of jackknifing, no permutation took place.

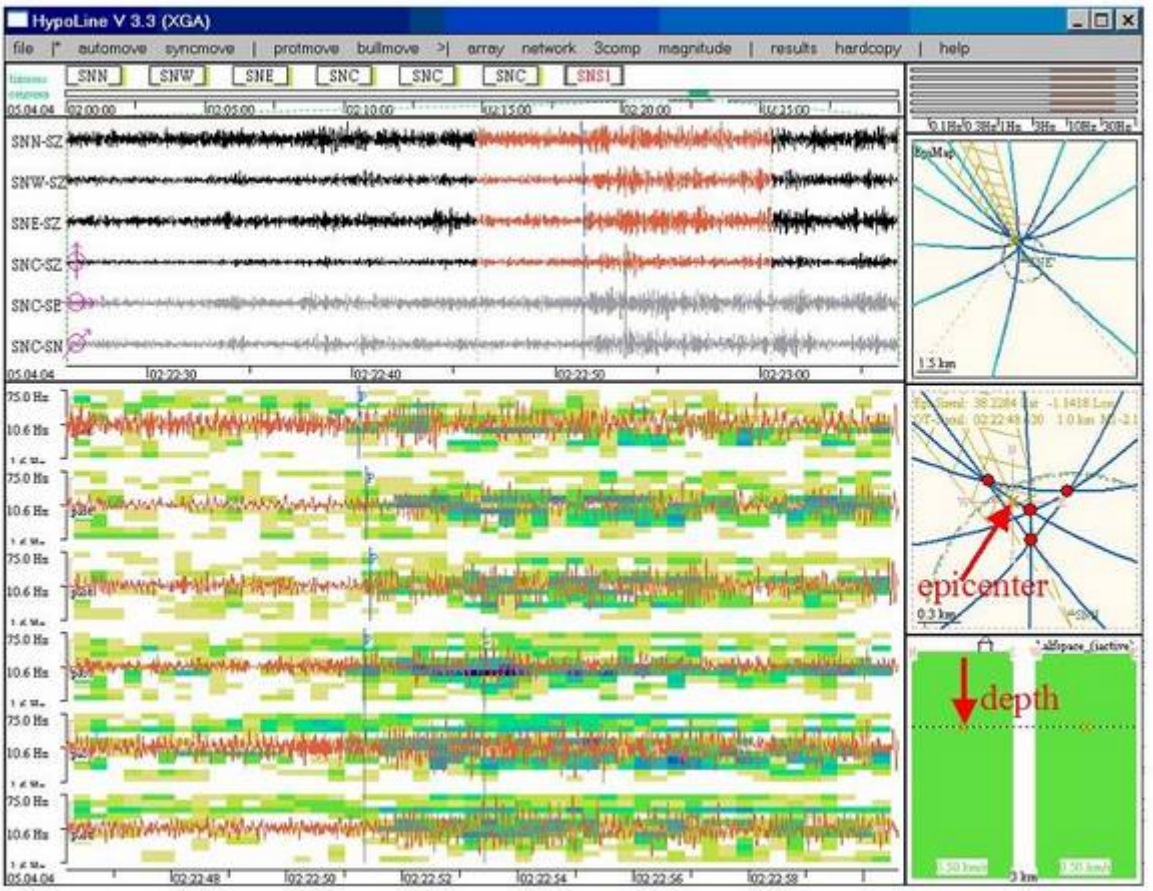


Fig. 4 Processing of candidate event in Fig. 1. Sonograms guide phase picking of four weak onsets, jackknifing gives four triple junctions (red dots in zoom map). To adjust epicenter, additional information from tS-tP circle and P, S array beams is considered.

The situation changes if we process four onset times, like for the SNS configuration in Fig. 4. The permutation into onset triples gives the four locations c1 = f(t1, t2, t3), c2 = f(t1, t2, t4), c3 = f(t1, t3, t4), and c4 = f(t2, t3, t4). Thus jackknifing yielded four solutions, and their spread is a measure for parameter consistency. Of course, matching observations will superpose c1-4. But reflecting their ambiguity for low SNR, any single onset time may be changed (see later for dynamic features), and will affect three solutions. Just one remains, e.g., changing t2 will alter c1, c2, and c4, but keep c3. The obvious advantage of jackknifing is the display of this modification in solution space, instead of its indirect, often non-linear influence to the residuals of input parameters.

5. Array Processing

The SNS works with a small station layout, and most events will occur outside aperture. Hyperbolae location can be extended to this range, but the more appropriate approach is array processing once sufficient signal coherency exists. The four available traces form a sparse array featuring the same problems as for sparse network processing: any single change of phase picking will alter the solution significantly, and least squares techniques are not well suited to describe this dependency. Instead, the principle of jackknifing is applied again, this time by forming the onset triples for exact slowness determination. We get four independent beams, both for P and for S, from the four array traces (see Fig. 6). The spread of these beams is an extremely sensitive measure of phase consistency, and helps to constrain the picking options down to extreme SNR scenarios.

The results of array processing are a key constraint for the final location estimate. The related P and S beams are transposed into the map of hypolines, where fan width codes the inherent uncertainty of ±1 sample by phase picking (see Fig. 5). Thus the width will change if updated phase picking on resampled traces reduced timing accuracy. While the result of back azimuth supports the location estimate, slowness values are the major discriminant for phase type identification, i.e., P, S, surface wave, or acoustic arrival.

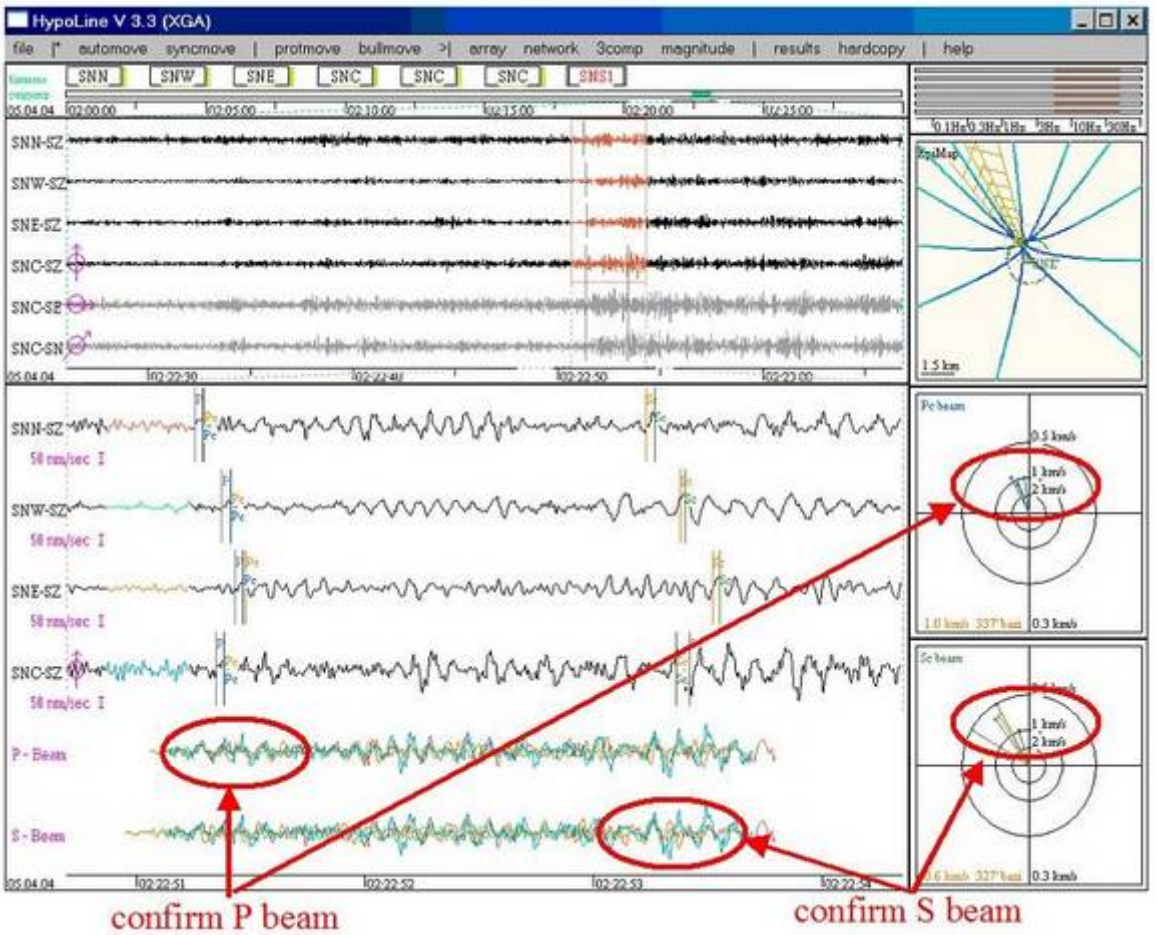


Fig. 5 Application of jackknifing to beamforming for candidate event in Fig. 1. Four Pc and Sc phases determine four tri-partite beams, with spread very sensitive against misadjustment. Lower two overlays are according to selected time differences. Map shows accuracy by beam fan width. Note reasonable results despite low SNR at single traces.

So far we discussed the two extremes of network and array processing where epicenters are either within or far outside the station aperture. However, in nanoseismic monitoring most events are in the intermediate, network-to-array distance: the SNS aperture is too small to cover the whole source region, and events are too weak to be recorded much outside the station coverage. Luckily, HypoLine is most powerful in this intermediate range of up to seven times of cable layout, i.e., five times the station aperture. Fig. 4 already addressed this issue by overlaying hyperbolae and beam fans.

6. Sliding through Parameter Space

One ruling design feature of HypoLine was to display all relevant information simultaneously on screen. In network mode, for example, we see the seismograms with onsets (picked and simulated), the filter settings, the epicenter map with hypolines, and the depth along the velocity profile. Any change of any single parameter, e.g., a change in onset time, will be updated instantaneously in all affected calculations. Thanks to current computation power, this change and the related redraw of plots take just a fraction of second, thus rendering some ten screens per second is possible. This is movie speed, and virtually one can 'slide' now in parameter space, altering the discrete pick of a new value to a continuous transfer. The feature is reminiscent of the virtual reality in computer games: shifting the avatar will immediately update his view to the world. In HypoLine, the sliding property is realized for any dimension possible: onset times can slide in time, epicenter coordinates slide in space, array beams slide in slowness space, magnitudes slide along size, and, computationally most expensive, hypocenter depth slides along the velocity profile.

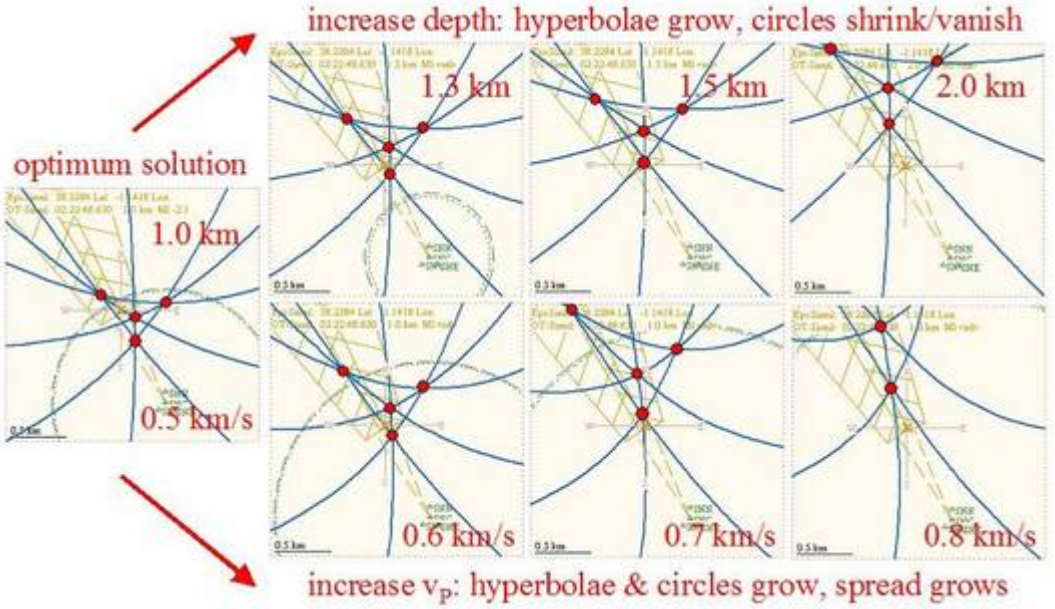


Fig. 6 Estimation of optimum depth and half space vP by parameter sliding. Variation of depth causes opposite changes of hyperbolae and circles; circles finally vanish if wave front can't reach surface in given travel time. Variation of vP will increase the spread of triple junctions if the optimum solution is altered.

What may initially look as a gimmick, turns out to one of the most valuable features of HypoLine when processing weak, ambiguous events in an unknown environment. Dozens of solutions can be checked on-line within seconds, and experienced 'sliders' can foresee the effects for the spread of triple junctions. Thus one is not blindly trapped to any local or even global minimum of residual RMS error, but one can experience a selection of the most plausible solutions in a line of equal quality choices; plausibility means consistency with geological constraints, seismological experience, and obvious features if field. We have

learned to appreciate the sliding selection for two, very delicate tasks of any seismic location issue: the depth determination, and its related definition of the layer model. One may wonder why at all we must care for velocities but experience showed that nanoseismic monitoring resolves events in such shallow layers that even the lowest velocity of regional models will not match the observed travel times. Instead, a simple half space with adapted vP, and eventually adapted Poisson's ratio for even lowered vS, sufficiently models travel time effects in the upper sediments. This result may surprise but it just reflects the simple source-to-SNS geometry with similar travel paths for all stations.

Three unknowns for the hypocenter, one for the origin time, and one for vP – how could we constrain this system by just five knowns of a single SNS, i.e., the four P onsets and one 3-component S? The set of equations is exact but any noise causes a multitude of imperfect solutions with related depth-velocity ratios. Luckily, the sliding approaches for depth and vP parameters exhibit opposite tendencies for the hypolines as seen by Fig. 6. In addition, the apparent velocities from beam forming constitute upper constraints for the velocity model. Thus one can identify the most reasonable candidate solution from just one SNS, without any prior knowledge of field properties.

7. Magnitude and its Distance Correction

Associating nanoseismic events with ML is an attractive option since it relates observed energies to intuitively known scales, and one may expect results well below ML –1.0. Negative values as such are no problem for the ML calculation rules, but event distance must conform to the defined boundaries. It is here where we detour, as most other published results for negative ML do too. Strictly spoken, one shall not report ML for events below 10 km if the chosen extension to the standard distance correction curve is not explicitly given. Fig, 7 summarizes the most common approaches, and one recognizes the huge effect of slope that may result in more than a magnitude difference. While slope zero for Richter's original definition (1958) ignores slant distance, Bullen & Bolt (1985) and Lahr (1889) extrapolate to extremely small magnitudes below 1 km. Less drastic corrections result from slopes by Bakun & Joyner (1984), and Di Grazia et al. (2001) who actually suggested a correction of Lahr (1989) for small distances.

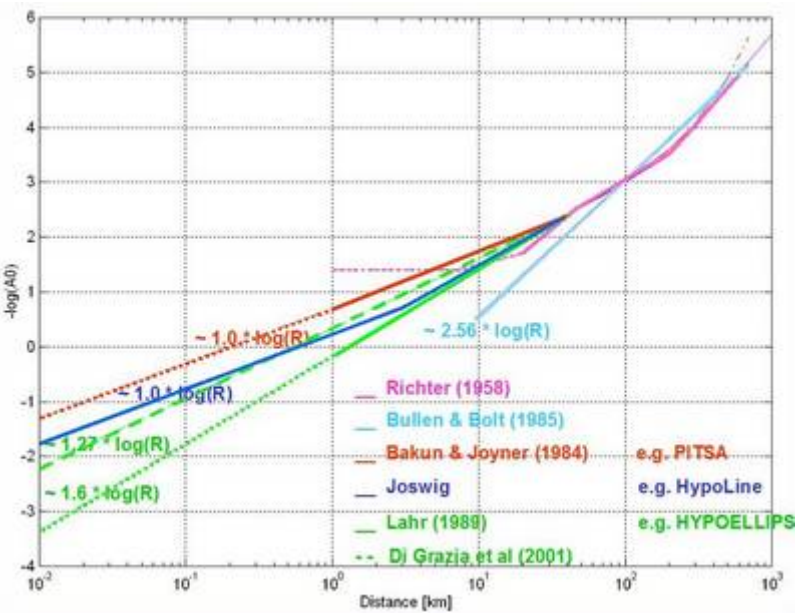


Fig. 7 Extended definition of ML for small distances by different authors

HypoLine is not tied to any fixed slope, instead it may change values according to actual attenuation profiles. In nomenclature of the last paragraph, slope of distance correction is just another choice in the parameter sliding approach. For sedimentary layers, and distances below some km, we found best agreement for the slope of Bakum & Joyner (1984) but offset by –0.5 to approximate Lahr (1989) above 3 km.

Another difficulty in magnitude determination comes by the low SNR of nanoseismic events, combined with the Wood-Anderson restitution. WA as transformation to ground displacement performs similar to a band bass: from Nyquist down, it increasingly enhances the low frequencies, but below 0.8 s (the eigen period of the instrument) the signal amplitude will decrease. The 0.8 s focus is fine for local earthquakes with related energy and SNR, but it fails for nanoseismic events by determining noise amplitudes irrelevant to earthquake size. One must apply an additional high pass of, e.g., 10 Hz to raise event amplitudes above noise. This is sketched in Fig. 8, where cross marks ML. The open circle indicates a magnitude ML' determined from an 1/T corrected amplitude, with T/2 the period [sec] from min-max picking. This scheme mimics the 1/T correction for mb (e.g., Lay & Wallace, 1995). For most nanoseismic signals, the correction would raise ML half to one magnitude. In our reports, we stick with uncorrected ML keeping in mind that it was determined off the 0.8 s focus.

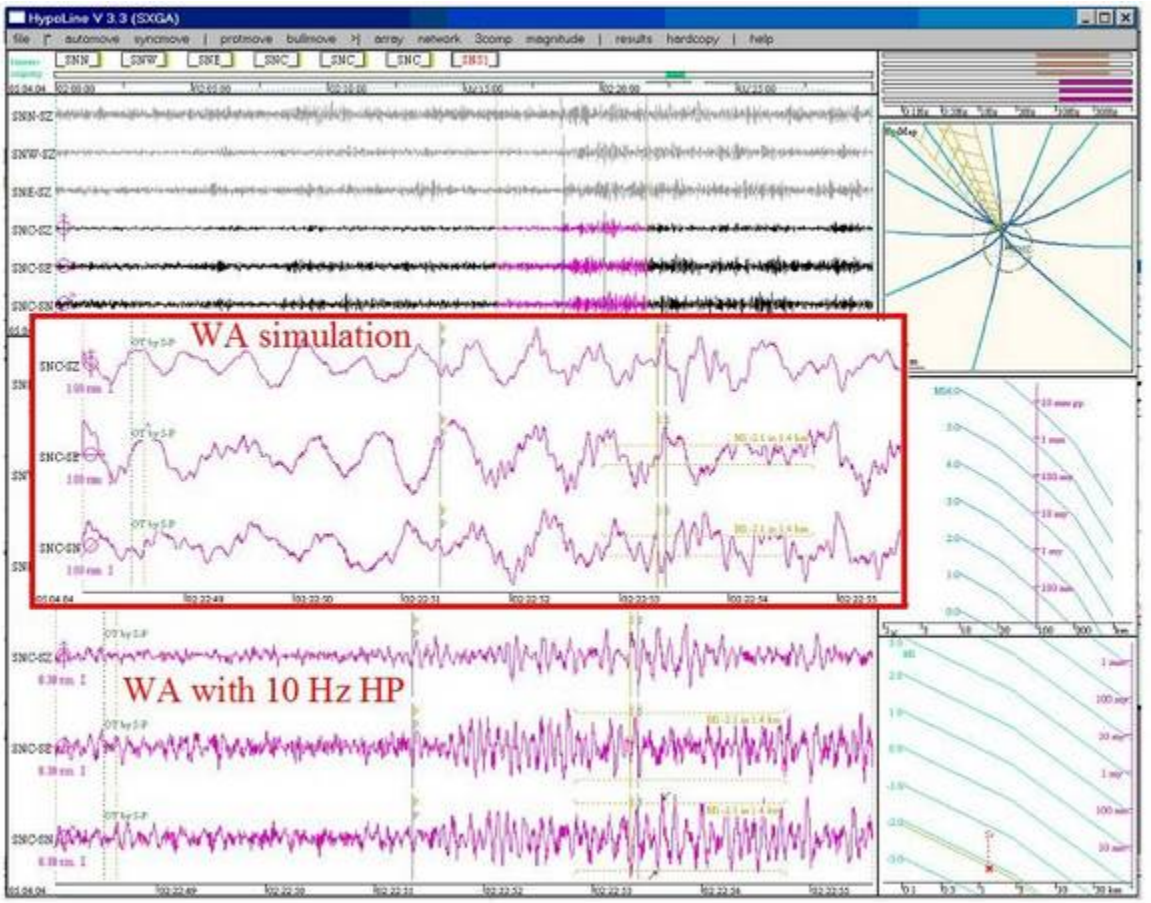


Fig. 8 Magnitude determination of candidate event in Fig. 1. In Wood-Anderson simulation, noise amplitudes determine maxima. High pass filtering increases signal amplitudes, and gives M_L -2.1 in 1.4 km (slant) distance.

8. First Applications

Nanoseismic monitoring pushes the threshold of event processing to the limits of resolution but it demands precious human resources for minor results. One may wonder what at all justifies this uncomfortable 'digging in the dust'? In principle, there are three situations that make nanoseismic monitoring an attractive, new option: (I) There are no larger signals available, (II) larger signals do appear but their recording would demand extended observation times, and (III) larger signals do appear in due time but the recording demands fast response.

Typical examples for the first situation are the on-site inspections (OSI) of the CTBTO which, in fact, triggered the initial development of SNS and HypoLine modules. The OSI challenge is in detecting and locating suspected single ML –2.0 aftershocks two weeks after an underground nuclear explosions in the politically set search area of 1000 km2. Up to fifty SNS shall ensure the necessary detection threshold, and tests like IFE08 in Kasakhstan proved the concept. In the path of system development, sinkhole monitoring was set as benchmark for OSI, and was the first small-scale application of nanoseismic monitoring (Wust-Bloch & Joswig, 2006). It demonstrated superior sensitivity which led to the observation of pre-collapse impact signals from roof material. Another application in sedimentary layers is landslides monitoring which is presented below.

The standard scenario for the second situation is by active fault mapping. The principal intention is resolving recent faults, and it motivates most microseismic studies and justifies the installation of most local networks. Improved resolution could be achieved by temporarily denser networks, but logistics and funding constraints set severe limits to their operation. An escape would be possible if (i) we could lower the processing threshold to weaker events, and (ii) more weak events do happen and make up for reduced observation time. Several tests in recent years proved these hypotheses, and could even quantify location accuracy (Häge & Joswig, 2009a,b,c). One recent application is the short-term acquisition of natural background seismicity to document changes by deep geothermal systems, or other sources of induced seismicity,

The third situation is not necessarily linked to nanoseismic events. Instead, we use the flexibility of SNS for an ultra-fast field response: It may just need hours to the field, and it takes another half hour to have the system fully operational. Wust-Bloch & Joswig (2004) describe an application where aftershock recording started just five hours after the 11 Feb 2004 ML 5.0 northern Dead Sea earthquake. Another field test was the 5 Dez 2004 ML 5.4 Waldkirch (Germany) earthquake (Häge & Joswig, 2009d).

9. Landslide Monitoring

Fracture processes on landslides consisting of hard rock (fragments) were monitored by e.g. Brückl & Mertl (2006) in the Austrian Alps, Spillmann et al. (2007) in the Swiss Alps and Roth et al. (2005) at the Aknes fjord in Norway. The detected fractures in these studies are probably caused by brittle deformation of the respective slope material. Compared to these studies, our work is focused on the characterization of seismic signals caused by the dynamics of soft rock landslides. Here, we present the results of the seismic observations and characterization of varying dynamics at the mudslide in Super-Sauze by analyzing the spatio-temporal occurrence of slope deformations a few meters beneath the surface.

The mudslide at Super-Sauze is situated in the Barcelonnette Basin in the Southern French Alps, about 100 km north of Nice (Fig. 9). The mudslide started to form in the 1960's and today it measures 850 m long with an elevation between 2105 m (crown) and 1740 m (toe).

The unstable slope with an estimated volume of 750000 m3 mainly consists of heterogeneous soft jurassic, black marls and shows an immense dynamic behavior with displacement velocities of more than 3 cm/day (Amitrano et al., 2007). The observed displacements of the mudslide vary: the highest average movements can be observed in the mid-part of the slope and decrease in toe direction to less than 2 mm/day (Fig. 11). The influence of the bedrock topography on the slope stability was investigated by e.g. Malet (2003). He observed that stable buried in-situ crests at the bedrock of the mudslide directly affect the behavior of the entire slope, and that gullies between them canalize the unstable material, what causes the heterogeneous movement of the mudslide.

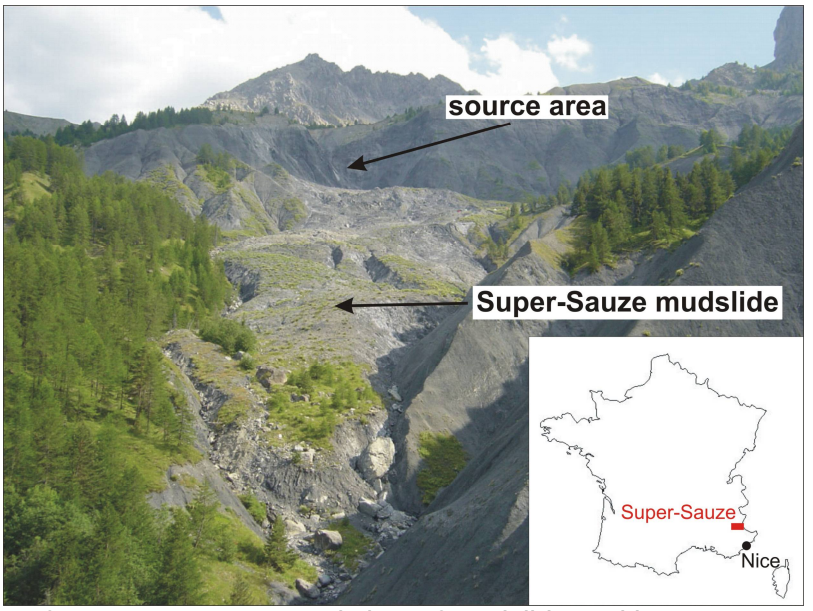


Fig. 9 Location of Super-Sauze, upward view of mudslide and its source area in 2006

To determine an adequate underground model for the localization of possible slope dynamics, we ignited 8 Sissy calibration shots on several locations of the slope, close to our stations. The aim of the calibration shots was to determine the thickness of the unstable mudslide material as well as the velocities of the wave phases within the sediments and at the bedrock below. We observed a P- and S-wave velocity of about 600 m/s and 310 m/s within the unstable sediments, respectively. For the bedrock, we determined a P-wave velocity of about 2100 m/s and S-wave velocity of 1200 m/s. The considerable low phase velocities as well as the higher vP/vS ratio of the unstable material compared to the bedrock is quite common for sedimentary bodies (e.g. Walter and Joswig, 2008). The relatively low P-wave velocity of the bedrock is also consistent with the ones observed at the mudslide in previous studies; Granjean et al. (2007) determined a P-wave velocity between 2100 m/s and 2400 m/s. Thus, we used a layer, with a thickness of ~15 m, above half space model with the mentioned phase velocities for event localization.

During the campaign in July 2008 we detected and located different types of events caused by material failure within the source area and the mudslide itself. The event types differed in signal duration, number of seismometer stations which recorded the signal, amplitude, frequency content and consequently in sonogram patterns. During a pilot study of monitoring slope dynamics of soft rock landslides in the Austrian Alps, we observed only one type of event caused by fracture processes during its movement (Walter & Joswig, 2008). Therefore, we expected at the beginning of the field campaign to record similar seismic events, with a higher amount of them due to the stronger deformation processes at Super-Sauze. Surprisingly, we identified three different types of events on the basis of the afore-mentioned attributes, which are caused by varying slope dynamics: rockfalls, subsurface fracture processes and superficial fissure development.

We detected 34 signals which show clear phase onsets (Fig. 10), allowing their localization by HypoLine. The event duration lies between 2- 5 seconds, the maximum amplitude varies between 40 and 2000 nm/s pp, and the frequency content of the P-phase is concentrated between 10- 80 Hz while the later arriving phases prevail in lower frequencies between 10-30 Hz. The observed events at the mudslide in Super-Sauze show remarkable similarities to the fractures we recorded at the creeping Heumoes slope in Austria, and to the Sissy shots and even (rescaled) local earthquakes. For this reason we interpret these signals as results of subsurface stress relief or fracture processes.

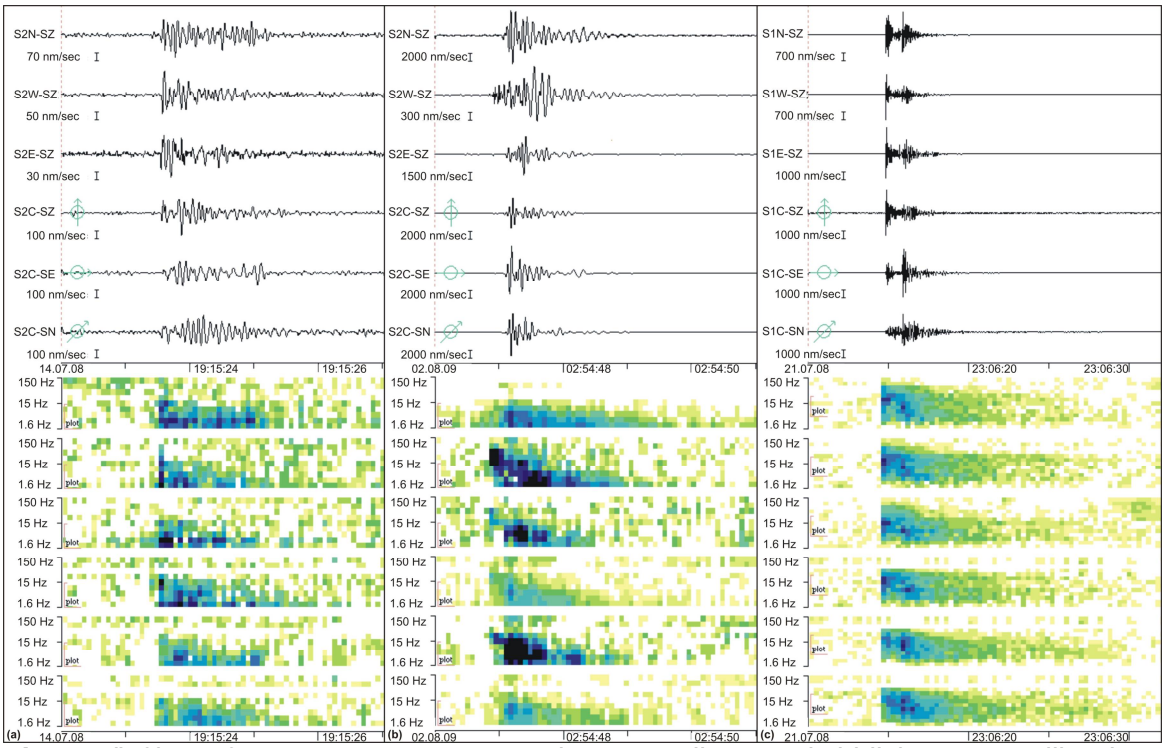


Fig. 10 (left) SS fracture process ML -2.2 in 120 m distance (middle) SISSY calibration shot (right) local earthquake ML 2.0 in 15 km distance (time axis /5 rescaled)

The located fractures are mainly clustered in the middle part of the mudslide (Fig. 11). The cluster corresponds to the part of the slope showing the highest velocities at the surface. A cluster of fracture events is located directly at the boundary between the mudslide material and one of the emerging in-situ crests in the central part of the slope indicating higher deformation processes close to the crest. As the event depth could not be evaluated due to the sparse station distribution, it is impossible to estimate at which depth and along which material interface the source processes took place exactly. Fig. 11 also displays the localized fracture processes mapped on an aerial picture from 1957 before the mudslide occurred (by courtesy of Institut Geographique National, Campaign F3139-3639). Most of the epicenters are located on top of the in-situ crests or in the vicinity of them, today hidden by the mudslide material. This observation supports prior investigations of a direct interaction between the mudslide's behavior and the topography of the bedrock below (e.g. Malet, 2003).

The magnitudes of the fractures processes vary between -3.2 = ML = -1.3. Two results regarding the frequency-magnitude analysis are notable: First, the distribution of the fracture events caused by slope deformations fits to the empirical Gutenberg-Richter power law. Second, the calculated b-value of b = 0.84 +/- 0.18 is in accordance with b-values (~b<1) observed during brittle rock deformations. However, the mudslide material consists of weak sediments, whose deformations depend on the water saturation. Maquaire et al. (2003) carried out ring shear tests with the slope material in order to obtain information on the

strength and the effects of moisture content on the effective cohesion and effective angle of friction. They determined the deformations of the slope material in dependence of its water content. With up to 27-28% water content, the material deforms in a brittle manner, while a higher water content leads to flow deformations. These material properties can be observed in the field when the material dries out in summertime. Then the surface of the slope shows lots of fissures, which reach a maximum depth of around 1 m; the material below is completely water saturated. We can therefore assume that these observed fracture processes are caused by initial stress relief, or brittle failure processes, within the first meter of the slope material. Brittle material deformation is actually needed for both: initial stress relief, fracture processes respectively, and fissure development at the mudslide's surface.

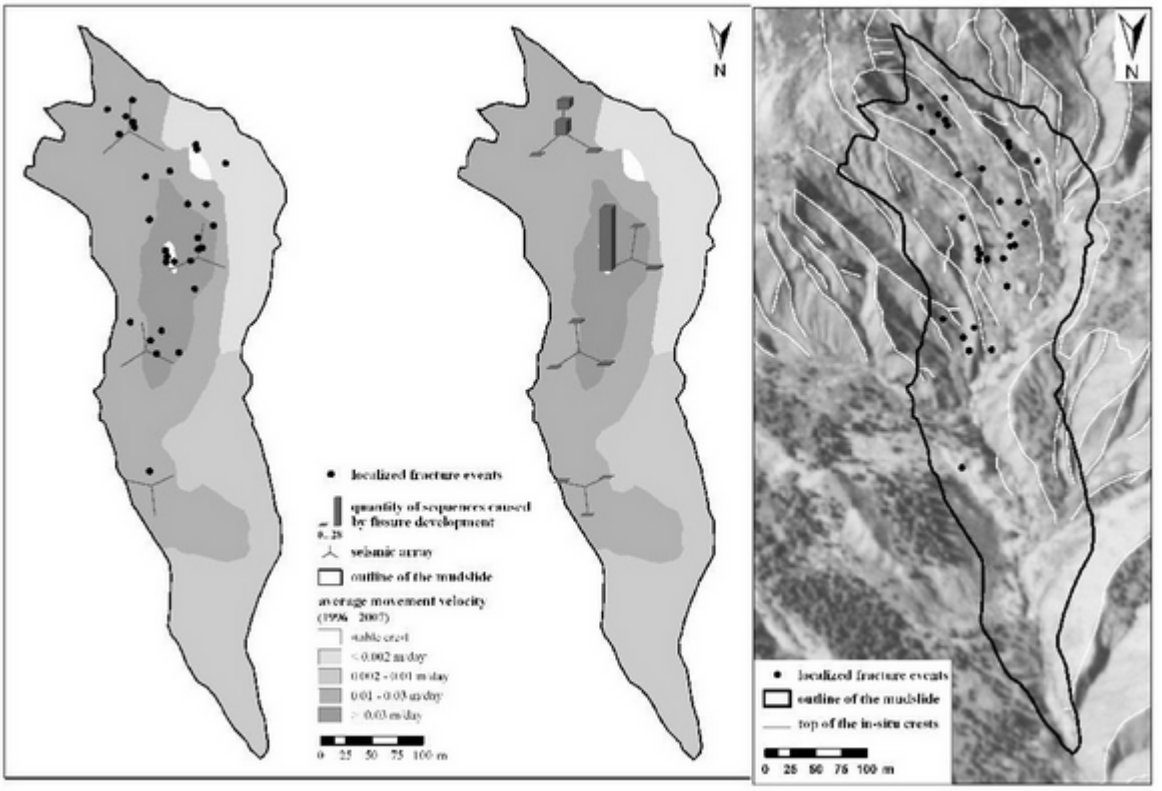


Fig. 11 (left) Epicentres of fracture processes (middle) quantity of sequences caused by superficial fissure development (right) aerial photo prior to landslide

The superior sensitivity of nanoseismic monitoring allowed for discovery of additional, other types of seismic signals probably caused by superficial fissure development. More details are given in Walter et al. (2011). The specific, new challenge of this kind of near surface seismology is in identifying unconventional source processes – and the new chance is testing theses hypotheses by in-situ, in-scale experiments of sediment fracture, mass impact, and avalanche movements.

References

Amitrano, D.,Gaffet, S., Malet, J.-P. & Maquaire,O. (2007). Understanding mudslides through microseismic monitoring: the Super-Sauze (South-East French Alps) case study, Bull. Soc. Géologique France 178 (2), 149-157.

Bakun, W. H. & W. B. Joyner (1984). The ML scale in Central California, Bull. Seism. Soc. Am. 74, 1827-1843.

Brückl, E., Mertl, S., 2006. Seismic Monitoring of Deep-Seated Mass Movements. Proc. INTERPRAEVENT Int. Symp. "Disaster Mitigation of Debris Flows, Slope Failures and Landslides." Universal Academy Press, Inc. / Tokyo, Japan, 571-580.

Bullen, K. E., & B. A. Bolt (1985). An introduction to the theory of seismology, Cambridge Univ. Press, Cambridge GB.

Butler, R. (2003). The Hawaii-2 observatory: observation of nanoearthquakes, Seism. Res. Lett. 74, 290-297.

Di Grazia, G., H. Langer, A. Ursino, L. Scarfi & S. Gresta (2001). On the estimate of earthquake magnitude at a local seismic network, An. Geophys. 44, 579-591.

Grandjean, G., Malet, J.-P., Bitri, A. & Méric, O. (2007). Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides, Bull. Soc. Geologique France, 178 (2), 127-136.

Häge, M. & M. Joswig (2009a). Mapping local microseismicity using short-term tripartite small array installations – case study: Coy region (SE Spain), Tectonophysics, 471, 225-231.

Häge, M. & M. Joswig (2009b). Spatiotemporal characterization of interswarm period seismicity in the focal area Novy Kostel (West Bohemia/Vogtland) by a short-term microseismic study, Geophys. J. Int., 179, 1071-1079.

Häge, M. & M. Joswig (2009c). Microseismic feasibility study: detection of small magnitude events (ML < 0.0) for mapping active faults in the Betic Cordillera (Spain), Annals Geophys., 52, 117-126.

Häge, M. & M. Joswig (2009d). Spatiotemporal distribution of aftershocks of the 2004 Dec 5 ML 5.4 Waldkirch (Germany) earthquake, Geophys. J. Int., 178, 1523-1532.

Joswig, M. (1990). Pattern recognition for earthquake detection, Bull. Seism. Soc. Am. 80, 170-186.

Joswig, M. (1995). Automated classification of local earthquake data in the BUG small array, Geophys. J. Int. 120, 262-286.

Joswig, M. (1999). Automated Processing of seismograms by SparseNet, Seism. Res. Letters 70, 705-711.

Joswig, M. (2000). Automated event location by seismic arrays and recent methods for enhancement, in Advances in seismic event location, eds. C. H. Thurber & N. Rabinowitz, Kluwer, Dordrecht, 205-230.

Joswig, M. (2008). Nanoseismic monitoring fills the gap between microseismic networks and passive seismic; First Break, 26, June, 121-128.

Lahr, J. C. (1989). Hypoellipse/version 2.0: a computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, amgnitude, and first motion patterns, U.S. Geol. Surv. Open File Rep. 89/116, pp 81.

Lay, T. & Wallace, T. C. (1995). Modern global seismology, Academic Press, San Diego CA.

Lee, W. H. K. & S. W. Stewart (1981). Principles and applications of microearthquake networks, Academic Press, New York.

Lin, K.-W. & A. R. Sanford (2001). Improving regional earthquake locations using a modified G matrix and fuzzy logic, Bull. Seism. Soc. Am. 91, 82-93.

Malet, J.-P. (2003). Les glissements de type écoulement dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique. Phd thesis, Université Louis Pasteur, Strasbourg: 364 p.

Maquaire, O, Malet, J.-P., Remaître, A., Locat, J., Klotz, S. & Guillon, J. (2003). Instability conditions of marly hillslopes : towards landsliding or gullying? The case of the Barcelonnette Basin, South East France, EngGeo. 70, 109-130.

Pujol, J. (2004). Earthquake location tutorial: graphical approach and approximate epicentral location techniques, Seism. Res. Let. 75, 63-74.

Richter, C. F. (1958). Elementary seismology, Freeman, San Francisco CA.

Roth, M., Dietrich, M., Blikra, L.H. & Lecomte, I. (2005). Seismic monitoring of the unstable rock slope at Åknes, Norway. NORSAR, Report for the International Centre for Geohazards.

Spillmann, T., Maurer, H., Green, A.G., Heincke, B., Willenberg, H. & Husen, S. (2007). Microseismic investigations of an unstable mountain slope in the Swiss Alps, J. Geophys. Res. 112, B07301.

Walter, M. & M. Joswig (2008). Seismic monitoring of fracture processes generated by a creeping landslide in the Vorarlberg Alps; First Break, 26, June, 131-135.

Walter, M., Arnhardt, C. & Joswig, M. (2011). Seismic monitoring of rockfalls, subsurface fracture processes, and superficial fissure development at the Super-Sauze, French Alps, mudslide, Eng. Geol. (in print).

Wust-Bloch, G. H. & M. Joswig (2004). Nanoseismic monitoring of aftershocks from the 11 Feb 2004 (Ml 5.0) northern Dead Sea earthquake, abstract ESC, Potsdam

Wust-Bloch, G. H. & M. Joswig (2006). Pre-Collapse Identification of Sinkholes in Unconsolidated Media at Dead Sea Area by 'Nanoseismic Monitoring' (graphical jackknife-location of weak sources by few, low-SNR records), Geophys. J. Int., 167, 1220-1232.

Acoustic Emission Measurements in Rock Structures and on Rock Specimens

Gerd Manthei[1], Joachim Philipp[2], Jürgen Eisenblätter[2]

[1] THM Technische Hochschule Mittelhessen, Wiesenstraße 14, D-35390 Gießen
[2] GMuG Gesellschaft für Materialprüfung und Geophysik, Dieselstraße 9, D-61231 Bad Nauheim

1 Introduction

This paper will review applications of acoustic emission (AE) in two fields, rock structures monitoring and testing of rock specimens in the laboratory that means in much differing scales of some tens of metres down to several centimetres. Nevertheless, the principal mechanism does not depend on the scale: The rapid release of elastic energy by processes of crack growth or deformation within the rock generates transient pulses of elastic wave energy as AE events. In an even larger scale, the same is true for earthquakes. Therefore, most of the theory of earthquakes can be transferred to AE sources.

Table 1 shows a comparison of some parameters of small and large seismic events. The size of the source determines the duration of the primary pulse (the slip velocity is independent of the source size) and thus the upper limit of frequency spectra which corresponds to the reciprocal of pulse duration. On the other side with increasing frequency, i.e. with smaller source dimensions, the mean attenuation of elastic waves increases and, therefore, the distance between sensors and sources has to be reduced to smaller values.

Table 1: Comparison of seismic parameters for large events (e.g. earthquakes) and small events (e.g. microcracks in rock).

Parameter	Large events	Small events
Pulse duration	long	short
Frequency range	low	high
Seismic energy	high	low
Frequency of occurrence	rare events	frequent events
Covered area	large	small

The frequency range of AE phenomena in the broadest sense extends from the infrasonic range (less than 16 Hz) far into the ultrasonic range (higher than 16 kHz). The largest and therefore longest events as well, namely earthquakes, are found at the lowest end of the frequency scale (Fig. 1). The focus length and displacement of an earthquake can amount to more than several hundred kilometres and up to several metres, respectively. The frequencies used in seismology extend to some Hertz.

On the other side, the highest ultrasonic frequencies may be generated by AE events in the microscopic region, for instance by dislocation movement. In this case the source area may extend to some micrometres and the displacement (Burgers vector) is to be measured in nanometres. The range of microseismic (MS) measurement as used for mine monitoring lies between the frequency ranges of seismology and typical AE measurements as used for instance in materials testing.

Many examples of application of AE/MS measurement as found in the literature are given in Manthei et al. 2008. These applications can be roughly classified in low- and high-frequency MS measurements and AE measurements (see also Fig. 1). The low-frequency MS measurements range between 5 Hz and some hundred Hertz; they are used for surveillance of whole mining regions like the Ruhr coal district in Germany or the Upper Silesian coal fields in Poland and Czech Republic. In this case seismometers are utilized. Measurements in the higher-frequency range from 100 Hz up to 500 Hz, so-called high-

frequency MS measurements, are applied for monitoring whole mines or mine segments up to linear dimensions of one kilometre. High-frequency MS monitoring is also used in geothermal areas during stimulation and circulation tests where information about the size of the reservoir, location of fractures, and whether the reservoir volume is expanding during circulations from upmost importance to control reservoir generation. For these measurements geophones are in use.

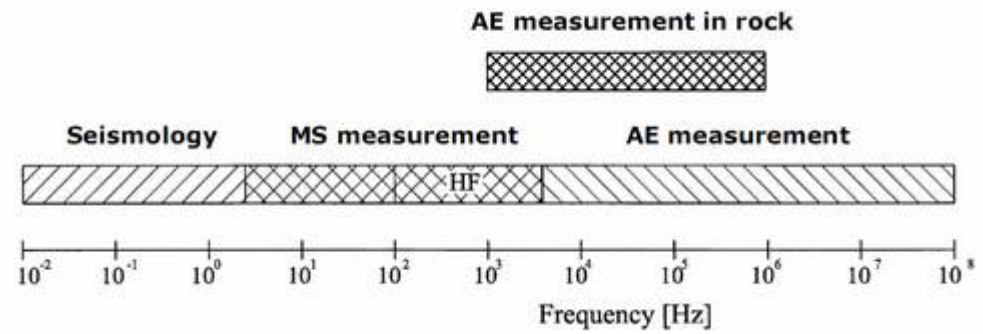


Fig. 1: Frequency range of AE measurement as compared with seismology and MS measurement (HF: high frequency; Manthei et al. 2000).

Above these frequencies the range of AE measurement in rock begins with applications in mines as well as in laboratory studies. In the frequency region of about 1 kHz up to 100 kHz accelerometers or typical piezoelectric AE sensors are used in mines. The typical distances between sensors may amount up to 50 m; the covered areas may have linear dimensions of up to 200 m.

The following sections present some examples of applications of AE measurement in rock structures of different extension. Sections 2 and 3 deal with monitoring of rock structures with typical dimensions of 50 to 100 m. Section 4 reports on AE measurements during hydraulic fracturing in rock. Section 5 deals on AE measurements in laboratory on rock specimens whose typical dimensions are in the centimetre or decimetre range.

2 AE monitoring in granite

The first example on AE monitoring in rock structures refers to crack formation in granite caused by stress redistribution around a newly excavated tunnel. A research program has been undertaken by the Atomic Energy of Canada Limited to develop the technology needed for the safe and permanent disposal of nuclear waste. The main objectives were to investigate the response of a rock mass to excavation and to study the long-term stability of underground openings.

Therefore, in the Underground Research Laboratory (URL) located in Pinawa, Manitoba, a "Mine-by" experiment at 420 m depth in the Canadian shield granite has been carried out. In the experiment a 46 m long test tunnel has been excavated in 1 m or 0.5 m increments (Fig. 2) using drilling and mechanical breaking of the rock stub. The in-situ stresses at the test site have been measured using overcoring and hydraulic fracturing methods. The test tunnel was in direction of the intermediate principal stress s_2 in order to maximize the stress concentration around the test tunnel (for direction of principal stresses see insert in Fig. 2, right-hand side). One topic of the experiment was to study the rock behaviour during excavation utilizing AE measurement. In addition to mechanical instrumentation, around the test tunnel a network of 16 triaxial accelerometers was installed as MS array (MS1 to MS16). The AE network was located in boreholes (filled circles) in such a way as to give focal sphere coverage of the tunnel.

During excavation of the "Mine-by" tunnel between October 1991 and July 1992, 25,000 events were recorded, of which some 3500 sources were located. Fig. 3 shows only a part of those, namely 359 events, together with the contour of the tunnel in cross-section (upper figure at right-hand side) and in longitudinal view (lower figure) and a photograph of the tunnel after finishing excavation (Young et al. 1993). Arrows in the upper figure indicate the direction of the maximum principal stress.

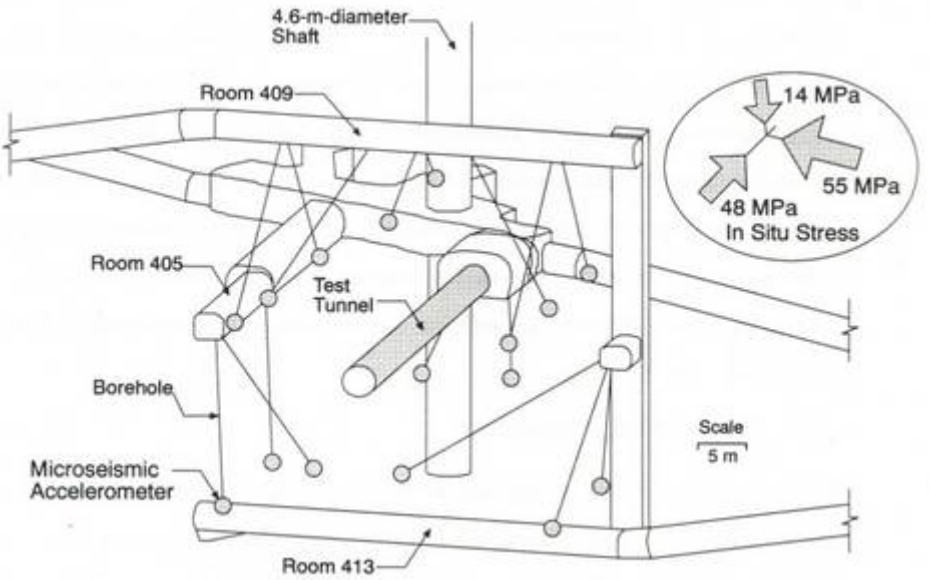


Fig. 2: Site of the Mine-by test tunnel with the locations of the AE sensors (filled circles) and the orientation of the principal stresses (Young et al. 1993).

The figure shows that most events occur in the roof and floor of the tunnel. In these areas the maximum tangential stresses occur. The zones of maximal AE event density correspond with breakout notches which formed in the roof and in the floor of the tunnel after excavation began and which deepened by spalling during ongoing excavation (see photograph at the left-hand side of Fig. 3). The notch formed orthogonal to the direction of maximum principal stress s_1. The spalling planes were parallel to s_1 and s_2 and normal to the direction of the smallest principal stress s_3. Post-test analysis using the moment tensor method which was applied to 37 strong events located at the roof, pointed out that most of the events show a significant non-shear component (Cai et al. 1998).

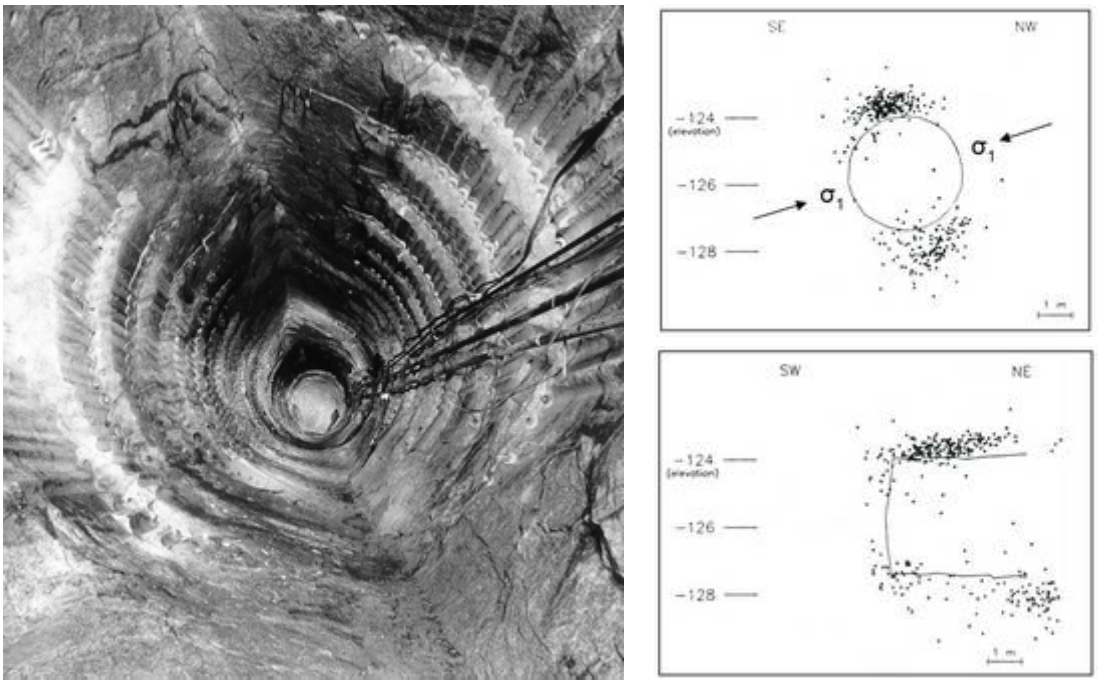


Fig. 3: Photograph of the excavated Mine-by tunnel with breakout notches in the roof and floor (left-hand side) and the location of the 359 AE events in two projections (right-hand side; Young et al. 1993).

Some years after the Mine-by experiment, in June 1997 a sealing experiment was conducted to observe the integrity of different sealing technologies subjected to high hydraulic pressures. Two bulkheads had been constructed and keyed into the tunnel to create a chamber in granite (Room 425 in Fig. 4), which was pressurized to ambient pore pressure of about 4 MPa. Stresses and displacements as well as microseismicity were monitored around the tunnel and the keys with a 16-channel microseismic system. In addition, AE measurements (up to 250 kHz) have been carried out utilizing 16 borehole sensors around one quadrant of a clay key to give highly detailed cracking information (AE 1 to AE16 in Fig. 4). The AE events have been recorded during excavation of a 40 m long tunnel segment in direction of the maximum principal stress s_1 (see insert at the bottom of the right-hand side in Fig. 4). The system monitored the AE activity in time periods where no excavation work took place.

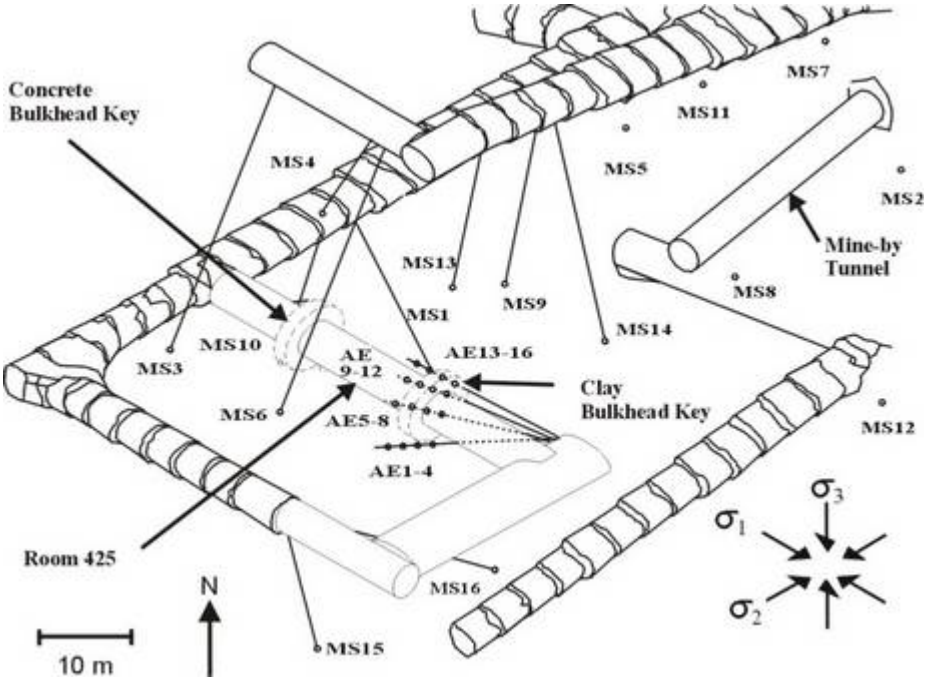


Fig. 4: Test site of the sealing experiment with locations of the AE network (AE1 to AE16) and MS network (MS1 to MS16). The orientations of the principal stresses are given in the insert at the bottom of the right-hand side (Collins et al. 2002).

Fig. 5 shows the location of approximately 15,350 AE events in four successive stages a to d within a time period of about 5 months. The Figs. 5a-d show a lateral view (at top of each figure), a plan view (below), and a cross-sectional view along the tunnel axis together with the contour of the tunnel and the key before and during excavation of the clay key. The events are marked by black dots. All events are located in a 15 m long region in zones close to the tunnel floor. Only those parts are indicated by events which are orientated toward the sensor array. The opposite part of the floor is acoustically shaded by the tunnel itself. Before excavation of the clay key 1,119 AE events were located within a time period of 9 days (see Fig. 5a). The majority of the events were located in a time period of 3.5 months. In this time the clay key and the floor segment were completely excavated (see Figs. 5b and c). The locations cluster around the bottom of the key. Fig. 5d shows the events occurring in the time interval directly following the key excavation in the floor region and concentrated around the corners of the key. The gap in AE activity of about 1 m around the clay key in the tunnel floor correlates with low-stress regions as predicted from geomechanical modeling results. From the location of the AE events it can be concluded that the so-called excavation disturbed zone (EDZ) is limited to within 1 m around the clay key. In some regions it is less than 1 m wide (Collins et al. 2002).

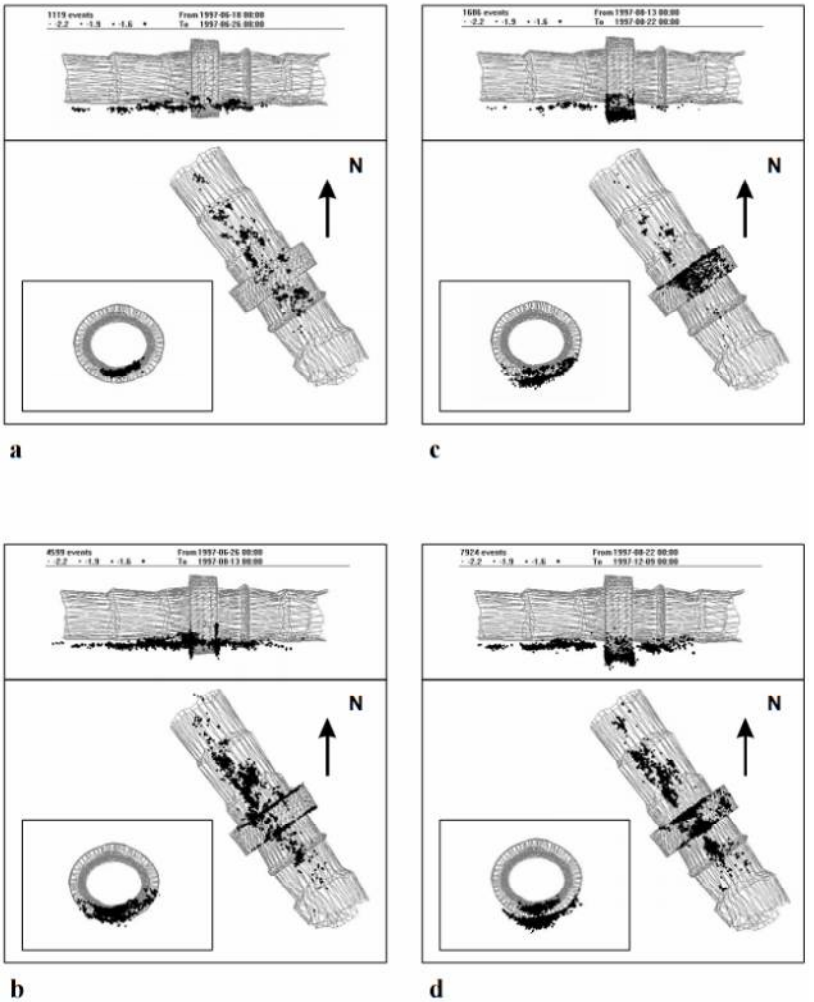


Fig. 5: Located AE events in four successive stages a to d in top view and lateral view parallel to the tunnel axis. a: before excavation of the clay key; b to d: during excavation of the clay key (Collins et al. 2002).

3 AE monitoring in a deep gold mine

The second example is related to AE monitoring in a deep gold mine in South Africa. The involved scientists and companies built the new research group **JA**panese-**G**erman **U**nderground **A**coustic emission **R**esearch in **S**outh Africa the so-called JAGUARS group. Deep mining facilities provide an excellent opportunity to observe earthquakes at a close proximity to the origin. The main objective of these AE measurements was to capture small brittle failure events in a region where a relatively large earthquake was anticipated. The underground laboratory was situated in the Mponeng Gold Mine in South Africa, which is now the world deepest gold mine. Access to the working place was provided by the mine's tunnel system. The AE observation focuses on a dyke of 30 m width that acts as a hard-rock pillar in the mining excavation, which is situated 90 m above our network. Active mining is going on and stresses concentrating on the dyke commonly trigger events with magnitudes between 2 and 3, sometimes up to magnitude 4. The total network includes eight AE-sensors, a three-component accelerometer, and two strainmeters (Philipp et al. 2008). Fig. 6 shows a map of the observation area. The narrow light-blue zones and wide green zones represent horizontal access-tunnel and dykes at a depth of 3,268 m, respectively. Red and green lines show the boreholes in which the AE sensor and the triaxial accelerometer, respectively, were installed. Thick gray line labelled 'Transmission' represents a borehole along which the transmitter was used.

The observation runs in trigger mode and includes automatic in-situ localisation using P- and S-wave onsets. The full waveform of all relevant events data was stored. Additionally, ultrasonic transmission tests were performed to determine P- and S-wave velocities and Q values. The AE system was remotely controlled by an internet access. The results show a great number of AE events with dominant frequencies in the ultrasonic range, which can only be detected by highly sensitive AE sensors. At lower frequencies events with distances up to 300 m were observed. The signal quality is good and allows detailed analysis.

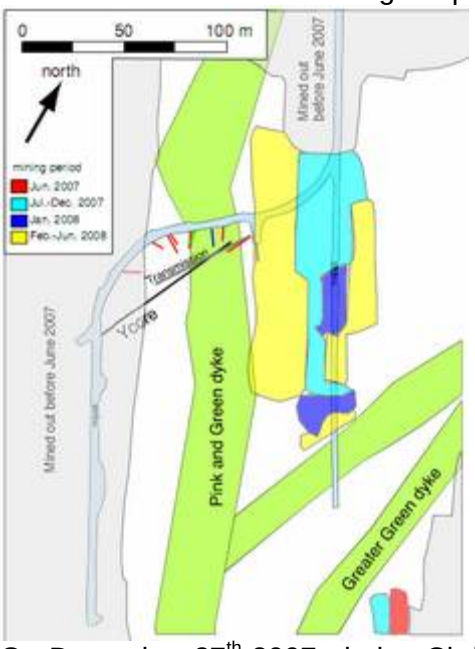


Fig. 6: Map oft the test site with the red and green lines representing the boreholes oft the AE sensors and the triaxial accelerometer, respectively. Grey area: Mined out by the end of May 2007. Red area: Active panels of June 2007. Light-blue area: Mined out in an interval of July to December 2007. Blue area: Active mining panels of January 2008. Yellow area: Mined out in an interval of February to June 2008. The reef, which is several tens of centimetres thick, is 90 m above our network and dips shallowly to the SSE. It intersects with the western access tunnel at the southern end of the tunnel (Yabe et al. 2009).

On December 27th 2007, during Christmas break a seismic event of magnitude 1.9 occurred in the vicinity of AE network. At the same time a sudden increase of AE activity was observed. This aftershock sequence contains more than 25,000 AE events from which the majority was successfully localized in situ. Three days after the main shock the AE activity was still five times higher than before the main shock (Philipp et al. 2008).

The locations of the AE events are shown in Fig. 7 in a top view where the plan of the galleries is overlaid to the map of AE events. The AE events form three big clusters (encircled in Fig. 7). Cluster T extends along the horizontal access tunnel, presumably representing activities related to excavation damage. Cluster M is within a solid rock mass of the PG dyke and consists of more than 13,000 well-located AE events. Interesting is that the hypocentre of the main shock is located within Cluster M. Moreover, as seen in the lateral view (bottom of the left-hand side) this cluster is fairly well planar. Cluster N is on the northern extension of the main shock fault and is clearly separated from Cluster M. In the near future Cluster N will be investigated in detail, whether it is induced by the main shock. This example is a clear demonstration that the presence of mining stress allows 100-m scale rock fracture experiments to be performed during which small fractures on the centimetre-scale can also be observed at

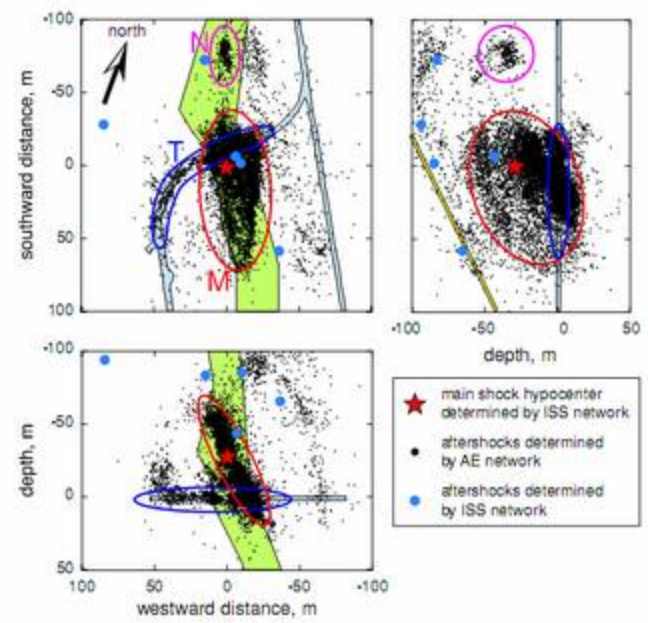


Fig. 7: Well-located AE events (black dots) in a top view and two lateral views. The red star indicates the hypocentre of the located earthquake of magnitude 1,9 by the ISS network (Yabe et al., 2009).

the same time in association with macroscopic failure occurring in a more or less natural environment.

4 AE Monitoring during hydraulic fracturing tests

The hydraulic fracturing method is able to measure the stress in rock directly. During a hydraulic fracturing test the hydraulic pressure in a sealed volume of a borehole is increased up to fracture initiation in the rock. For the determination of the in-situ stress state the dimension, shape and, orientation of the fractures are of upmost importance. The usually applied methods to determine the orientation of the fracture plane like overcoring, fissure forming with packer or visual inspection using a borehole camera are limited in borehole diameter and very expensive, in particular for hydraulic fracturing tests in greater borehole depths. All these methods need clearly discernible fissures at the borehole wall and assume that the direction of fracture propagation is not influenced by changes of the stress state close to the borehole. With other words, a change of the fracture direction due to stress redistribution in further distance from the borehole can not be observed.

4.1 Hydraulic fracturing tests with AE sensors in separate boreholes

The test site of the hydraulic fracturing tests was located in a salt mine at the 420-m level in the Leine rock salt. Eight piezoelectric AE borehole sensors were placed in four separate boreholes (10 m length, 100 mm diameter) around the central injection well.

Fig. 8 shows the test site in a perspective view. The western sidewall of a huge chamber of 120 m length, 25 m width, and 30 m height is approximately 20 m away from the access drift. The horizontal injection well (diameter 42 mm, length approximately 12 m) had been made from the side of the access drift, which cuts the barrier pillar. Due to the high degree of excavation the barrier pillar is under high compressional and differential stresses with maximal and minimal principal stresses of approximately 25 and10 MPa, respectively. Six hydraulic fracturing tests and additional re-fracturing tests with an injected oil volume of 0.1 l and 0.3 l, respectively, and injection time intervals of 15min have been carried out in the injection well, at depths of approximately 1.3, 2.0, 3.4, 5.8, 7.0, and 8.8 m. The AE events were located using P- and S-wave arrival times.

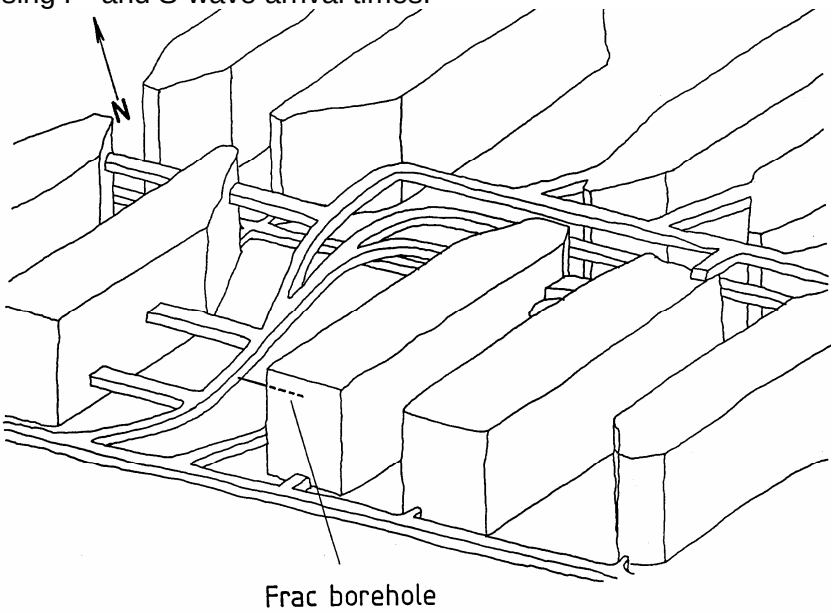


Fig. 8: Test site of hydraulic fracturing series at the 420-m level in the vicinity of huge chambers (Manthei et al. 1998 and 2001).

Fig. 9 shows an AE event recorded by eight channels during the hydraulic fracturing test in 5.8 m borehole depth. The signals are low-pass filtered with a corner frequency of 17 kHz which is below the resonance frequency of the sensor. The signals show clearly discernible P and S wave onsets which are very easy to pick automatically, and the onsets show similar

wavelets. During six fracturing and refracturing tests, 735 AE events could be precisely localized with a residual error below 10 cm. The orientations of the macroscopic fracture planes as indicated by AE measurement were compared with independent stress calculations. These FEM calculations are based on long-term surface subsidence measurement and measurement of underground convergence.

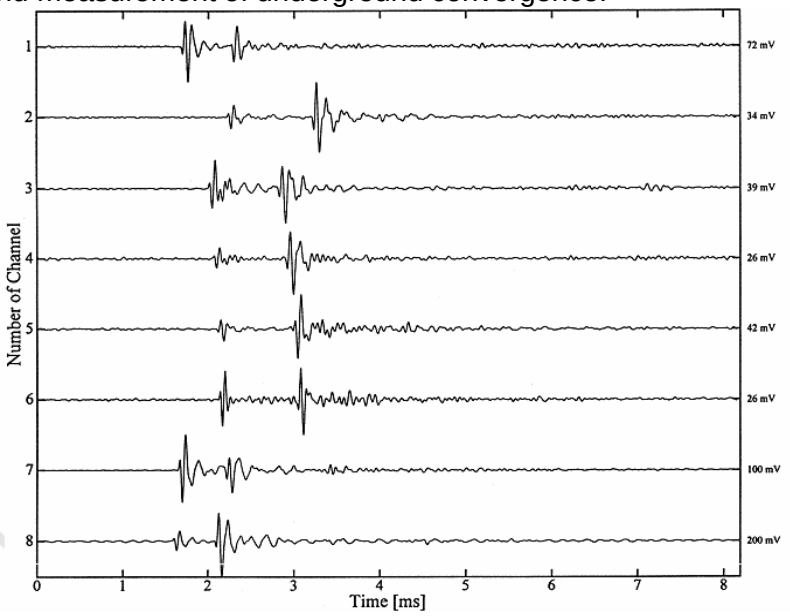


Fig. 9: Signals of an AE event from the hydraulic fracturing test in 5.8 m borehole depth. The traces of the eight channels are scaled to their maximum (Manthei et al. 1998 and 2001).

Fig. 10 shows the result of these stress calculations in a vertical cross-section through the test site (upper figure). The horizontal line represents the injection well. A part of the contour line of the huge chamber can be seen at the right-hand side. At the left-hand side, the contour line of the access gallery is indicated. The crosses represent the orientations of the calculated principal stresses around the test site. It can be seen that in the vicinity of the free surfaces of the rooms (wall, floor and roof) only the stress component parallel to the surface exists. In a larger distance from the surface the second stress component appears. Fig. 10 shows at the bottom the orientation of the principal stresses along the injection well and the located events in the enlarged projection to the y-z plane (side view).

The orientation of the fracture planes as measured by acoustic emission agrees remarkably well with the orientation of the calculated principal stresses. It can be seen that the direction of the fracture planes appears to coincide with the maximum principal stress. Whereas in smaller borehole depths up to 2 m the macroscopic fracture planes are parallel to the gallery wall and perpendicular to the horizontal injection well, the fractures in greater depths are striking in y-direction at approximately 63°. This fact is observed for all fractures. These results confirm that fractures are oriented normal to the minimum principal stress (Manthei et al. 1998 and 2001).

4.2 Hydraulic fracturing tests with AE sensors in the same borehole

In order to measure the crack orientation and extension, AE sensors are usually positioned in separate boreholes around a central borehole where the fracturing tests take place. Recently, a new borehole tool was developed which is able to do the same job utilizing only one borehole. This borehole tool includes the hydraulic pressurization unit with the AE sensors. Due to the same distance between injection interval and sensor arrays the sensitivity of AE registration is always the same independent of the borehole depth. It is possible to trace back the realistic fracture propagation in distances up to 20 times of the borehole diameter. Other expensive inspection methods are not needed.

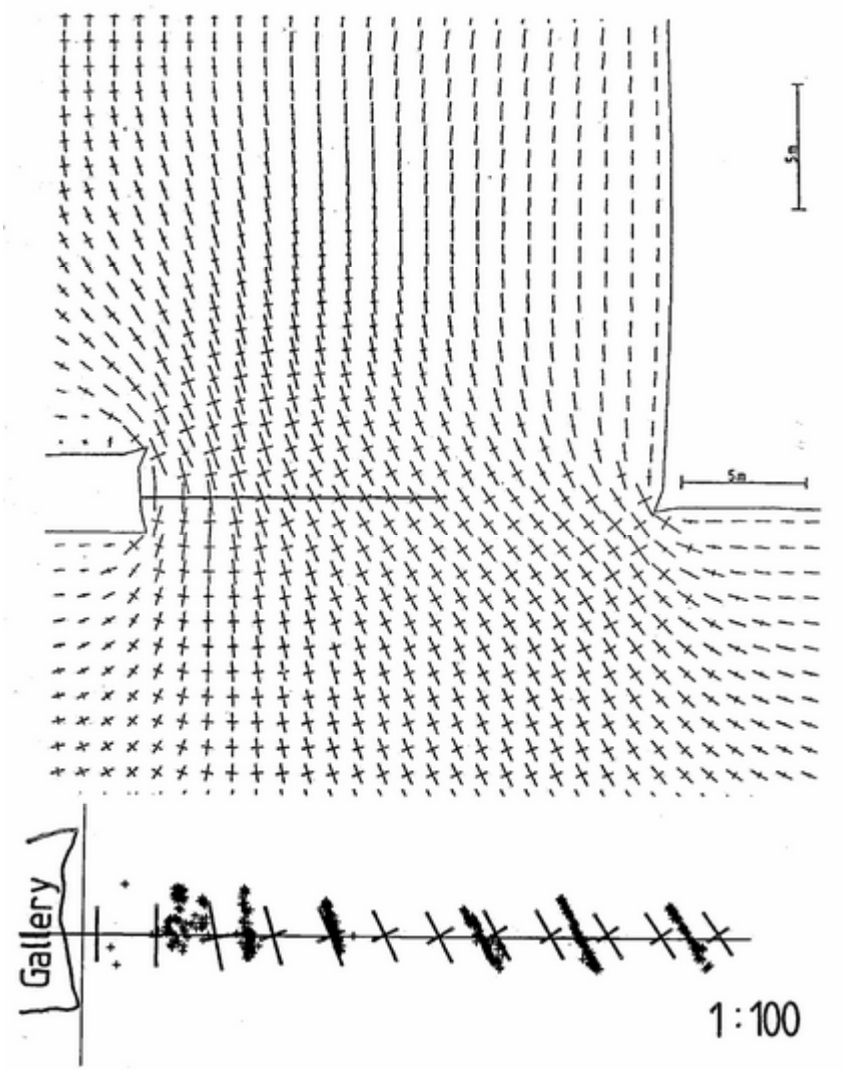


Fig. 10: Calculated stress field (top) around the test site together with the contours of the access drift (left-hand side) and the huge chamber (right-hand side). Enlarged view (bottom) of the stress field (crosses) along the injection well and the located AE events (Manthei et al. 1998 and 2001).

The new borehole tool which was developed by IfG Leipzig and GMuG Bad Nauheim (Manthei et al. 2003) is shown schematically in Fig. 11. It consists of two parts - the hydraulic pressurization unit in the middle and two AE sensor arrays at both ends. It is applicable to borehole diameters between 98 mm and 104 mm. The overall length of the borehole tool is about 2 m. Each sensor array includes four AE sensors in a cross-section perpendicular to the borehole axis. The distance between the AE arrays is approximately 1.5 m.

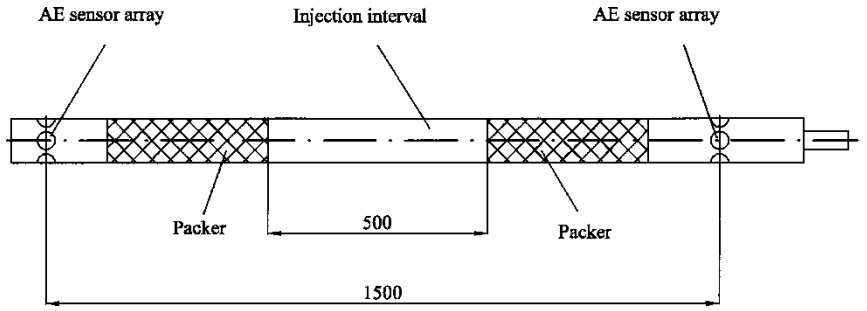
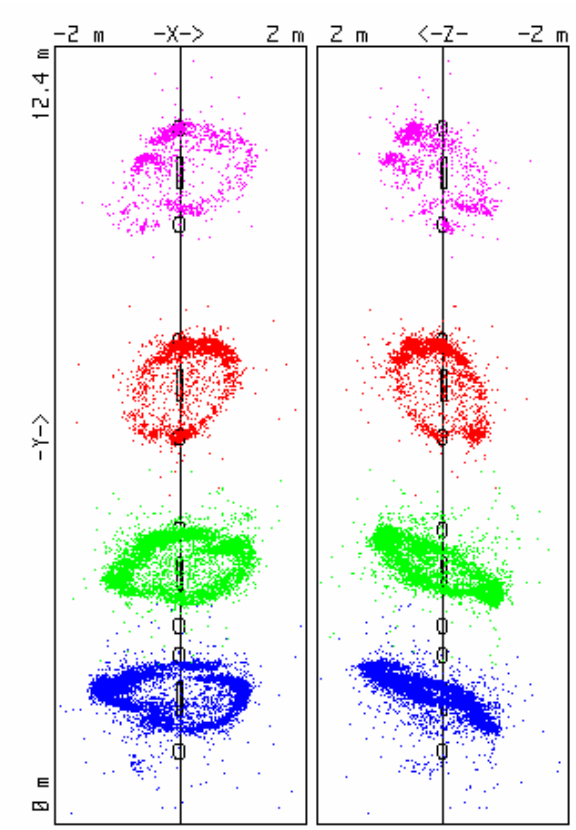


Fig. 11: Hydraulic fracturing tool (schematically; Manthei et al. 2003).

The sensors with integrated preamplifiers are placed in a common housing which is screwed to the pressurization unit. They are pressed pneumatically against the borehole wall. The preamplified signals are supplied to an 8-channel transient recorder card which is controlled by a portable personal computer. The transient recorder card (sampling rate 5 MHz, resolution 14 bit) is read each time a signal passes the trigger threshold. The borehole pressure and the pressure which is applied to the packer are measured using pressure cells. The signals of the pressure cells are digitized usually each second and stored on the hard disk of a notebook.

Fig. 12 gives an overview on all hydraulic fracturing tests in a salt mine performed in a 15 m long horizontal borehole at depths of 2 m, 4 m, 7 m, and 10.4 m. The location of the sensor arrays and the injection interval is indicated by means of circles and rectangles, respectively. The y-axis is parallel to the injection well. Approximately 15,000 located events are shown in a top view (at the left-hand side) and in a lateral view (at the right-hand side). 11,216 of these events could be localized during the fracturing test in 2 m and 4 m borehole depths. On the contrary, in larger borehole depths fewer events (3,696) were located in spite of the fact that the same oil volume was injected. This observation may be explained by larger deviatoric stresses close to the contour of a gallery. The extension of the fractures is nearly independent of borehole depth.



In the following, the fracturing test in 4 m depth will be described in more detail. More than 5,100 AE events could be located during this test. After rotation of the coordinate system a nearly perfect plane fracture appears in the x'-y' plane in Fig. 13. The located events mark a clearly discernible fracture plane. The fracture initiated in the middle of the injection interval and propagated in radial direction transverse to the injection well. Most events are located at the crack tip (x'-z' plane). This is due to the fact that during fast crack propagation at the beginning of each fracture phase AE events are emitted so frequently that they overlap each other and, therefore, cannot be located.

Fig. 12: Located AE events of a hydraulic fracturing series at the 500-m level of the salt mine in projection to two coordinate planes. The location of the AE sensor arrays and the injection interval is indicated by means of circles and rectangles, respectively. The y axis is parallel to the injection well (Manthei et al. 2003).

Generally, the borehole tool is applicable in all rocks, which show spontaneous and fast crack formation. Difficulties will occur in layered or multiply jointed rocks, because such rock types show a high attenuation and strong absorption of the elastic waves. The borehole tool was developed and applied in underground waste disposal research projects where knowledge about the stress state in rock was needed to characterize strength, tightness, and deformation behaviour of the host rock, which has to isolate hazardous radioactive or chemical wastes from the biosphere for a long time. On the other hand, hydraulic fracturing measurements deliver valuable data like absolute magnitude and orientation of the minimum principal stress for the validation of structural models, which are used to calculate the geomechanical evolution of the long-term stability of mines.

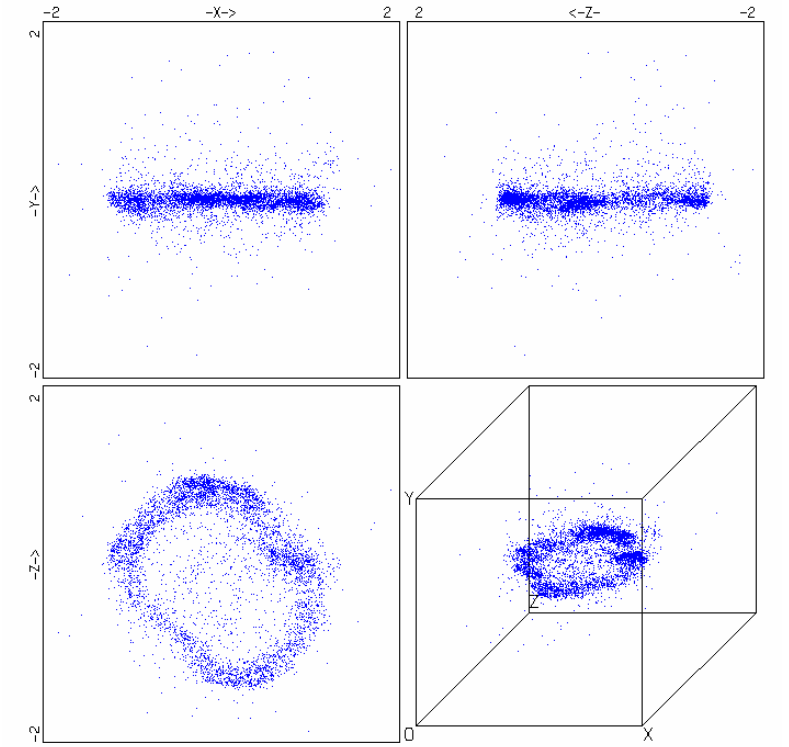


Fig 13: Located AE events of a hydraulic fracturing test in 4 m borehole depth in projection to rotated coordinate planes (Manthei et al. 2003).

The borehole tool is also useful where stress measurement is needed to evaluate safety aspects in operating mines as well as to support the licensing procedure for sites of underground waste disposal. Further promising applications relate to tunnel excavation in rock and to the construction of geotechnical barriers like dams.

5 AE measurements in laboratory studies on rock specimens

The applications of AE measurement on rock specimens is subdivided according to measurement and evaluation methods applied into three parts. The simplest method is event counting and similar methods for measurement of AE activity like ring-down counting. This method is used to investigate the inelastic processes as for instance microcracking going on during deformation of rock. The so-called Kaiser effect is used to determine in-situ rock stress. In order to improve the understanding of the fracturing process by following up the spatial and temporal variation of hypocentres during microcrack formation, source location has to be used which necessitates four sensors at least. The most advanced methods applied to AE measurement in laboratory studies on rock specimens try to characterize the source mechanism of precisely located AE events analysing fault-plane solutions or calculating the moment tensors. An extensive literature overview is given in the article of Manthei et al. 2008. The following of this paper present some examples of applications of AE measurements on rock samples using clustering methods, advanced source location methods, and source characterization methods.

5.1 Clustering and source location

Besides event location, spatial and/or temporal clustering of events can be systematically investigated. Therefore, GMuG developed a systematic search method for spatially and temporally clustered events, which was applied on AE events in laboratory measurements. There are two parameters for this search, a time parameter Par_t and a distance parameter Par_s. The cluster search algorithm comprises two steps. In the first step, a search for so-called primary clusters start at each event in chronological order. All the following events within a time interval of duration Par_t are examined whether their distance is below Par_s. If at least two events are found which fulfil this condition, these events form together with the

initial event a primary cluster of at least three events. This implies that a typical cluster of N events, which is highly concentrated in time and space may form up to N-2 primary clusters. Therefore, in the second step all primary clusters with at least one common event are united to one cluster. Typical primary parameters were in the case of our measurements on rock specimens Par_t ranged between 30 seconds and 10 minutes and Par_s ranged between 5 to 50 mm.

In case of clustered events, the fractal dimension of the events is used to find linear, planar, or spatial clusters. The analysis of clusters aims at finding planar clusters, because planar clusters are the most hazardous structures compared with linear or spatial ones. A drop of the fractal dimension from 3 to 2 within a certain time period indicates a concentration and focusing of an initially diffuse spatial event distribution in a plane, which forms the nucleus of a fracture.

The dimension of the cluster, the so-called fractal dimension D, can be estimated from the slope of a log-log plot of the correlation integral C(R) described by Hirata et al. 1987 as

$$C(R) = \frac{2}{N \cdot (N-1)} \cdot N_{r<R} \tag{1}$$

versus R. Nr<R denotes the number of all pairs of events having a distance r smaller than R. N is the number of all events within the cluster. If the distribution has a fractal structure, C(R) is expressed by

$$C(R) \propto R^D. \tag{2}$$

Thus, if the AE events are distributed in a plane, the slope of 2 is expected. On the other hand, linear structures or spatial structures are represented by fractal dimension of 1 or 3, respectively. In order to find the mean orientation of a planar cluster the orientation is sought where the volume of a parallelepiped becomes minimal. The edge lengths of the parallelepiped are the mean deviations of the events from the centre of gravity in each coordinate axis. Two rotations around perpendicular axes are necessary to minimize this volume.

A systematic search for clusters was applied on AE events, which were generated during a triaxial *extension* test of a cylindrical rock salt specimen (diameter 150 mm, length 300 mm) from a salt mine, which was carried out in the laboratory of the Department for Waste Disposal Technology and Geomechanics at the Technical University of Clausthal, Germany. During the test the axial displacement and axial force, the radial pressure, and the volume change (dilatancy) of the specimen were measured and stored.

An array of 12 AE wide-band sensors was glued to the surface of the specimen. The AE measuring system included three four-channel transient recorder cards in a personal computer. These cards (sampling rate 10 MHz, resolution 14 bit, storage capacity 512 kByte per channel) were read each time when at least two channels were hit. The digitized signals were stored on the hard disk of the personal computer. Starting at an isotropic pressure of 5 MPa, an increasing confining load was applied in such a way that a constant axial strain rate of $8.33 \cdot 10^{-6}$ sec^{-1} was produced. The maximum and minimum principal stresses were in radial and axial direction, respectively. During the experiment (duration 5 hours) about 70,400 events were recorded. Approximately 50% and 25% of these events were locatable using at least 8 and 10 consistent P- and S-wave onsets, respectively. Fig. 14 shows the 17,300 located events utilizing at least 10 onsets for source location projected onto the three coordinate planes (top view and two lateral views). The sensor positions are indicated by encircled numbers.

Because of the strong extension of the specimen and remaining source location errors, some sources are located out of the box, which represents the original shape of the rock specimen. The figure shows that the events are preferentially distributed in clouds over the whole specimen. Some accumulations of events can be observed.

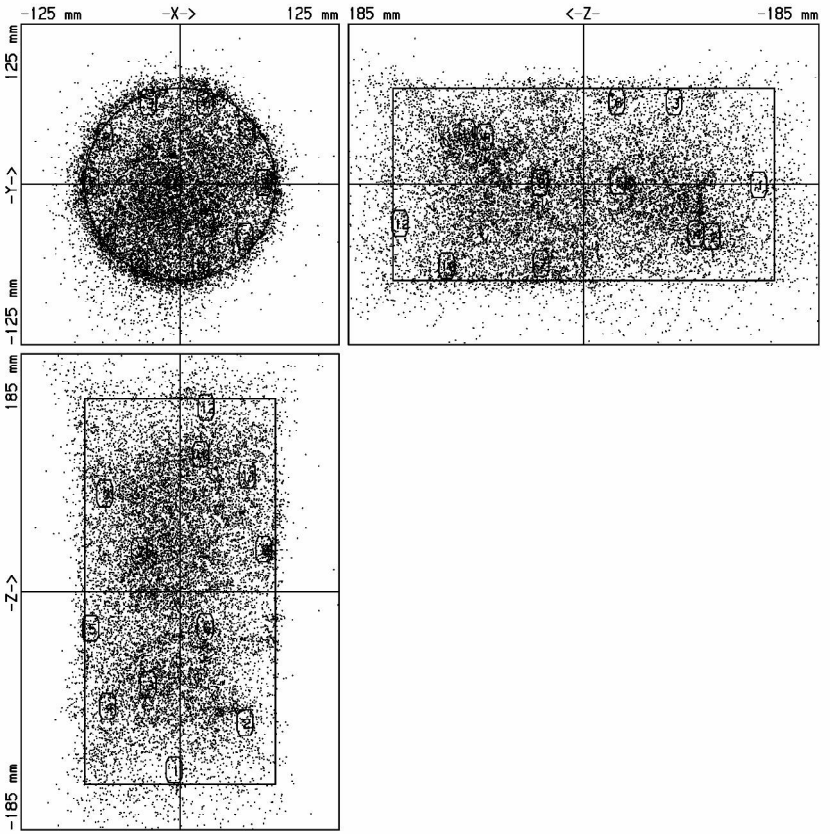


Fig. 14: Located events in top view and two lateral views. The circle and boxes mark the initial shape of the cylindrical specimen. The encircled numbers are indicating the position of the AE sensors.

The cluster analysis with primary parameters of 1 minute and 10 mm yields 297 primary clusters. Most of the primary clusters (280) comprise less than 10 events. At the end, the two biggest clusters with 142 (No. 1) and 81 events (No. 2) were plotted in Fig.15. The sensor positions are marked by small crosses. Cluster No 1 and No 2 appeared within a time period of 5 and 2.5 minutes, respectively, after the test had been started.

Fig. 16 displays at the left-hand side the correlation integral (Eq. 1) versus the distance (bold line) of Cluster No. 1. In this diagram, the fractal dimensions D (Eq. 2) of 1, 2, and 3 are indicated by the thin straight lines (from left to right). The slope of 2, which proves true up to a distance of about 2 cm represents a planar structure and is an evidence for critical AE activity. Indeed, the ultimate failure was a sudden tensile fracture of the specimen exactly at the position where cluster No. 1 occurred. Interestingly, in the time interval of approximately 4 hours between the occurrence of the cluster and the ultimate failure of the specimen no further AE events were emitted from the cluster region.

At the right-hand side of Fig. 16, the orientations (small dots) of connecting lines between event pairs are plotted in an equal-area, lower hemisphere projection. Most orientations in Fig. 16 are near the periphery of the hemisphere, thus indicating nearly horizontal inclination of the plane. The big filled dots indicate the orientation of the three coordinate axes. The normal vector of the plane is in the centre of the hemisphere, i.e. nearly in z direction.

5.2 Source characteristics and focal mechanisms

The use of multichannel recording systems provides more quantitative analysis of source mechanisms utilizing the digitally stored AE signals. In laboratory investigations on rock specimens under uniaxial or triaxial load, volume changes in the source play an important role. Dilatancy can be explained as volume expansion caused by tensile opening. The moment tensor method is capable of describing sources with volumetric components like tensile cracks, deviatoric sources like shear cracks, or a mixture of both source types. The

volumetric source components can be easily obtained using the isotropic part, or one-third of the moment tensor trace. With the moment tensor method, the source mechanisms are estimated in a least-squares inversion calculation from amplitudes of the first motion as well as from full waveforms of P and S waves. This method requires knowledge about the transfer function of the medium (the so-called Green's function) and sensor response.

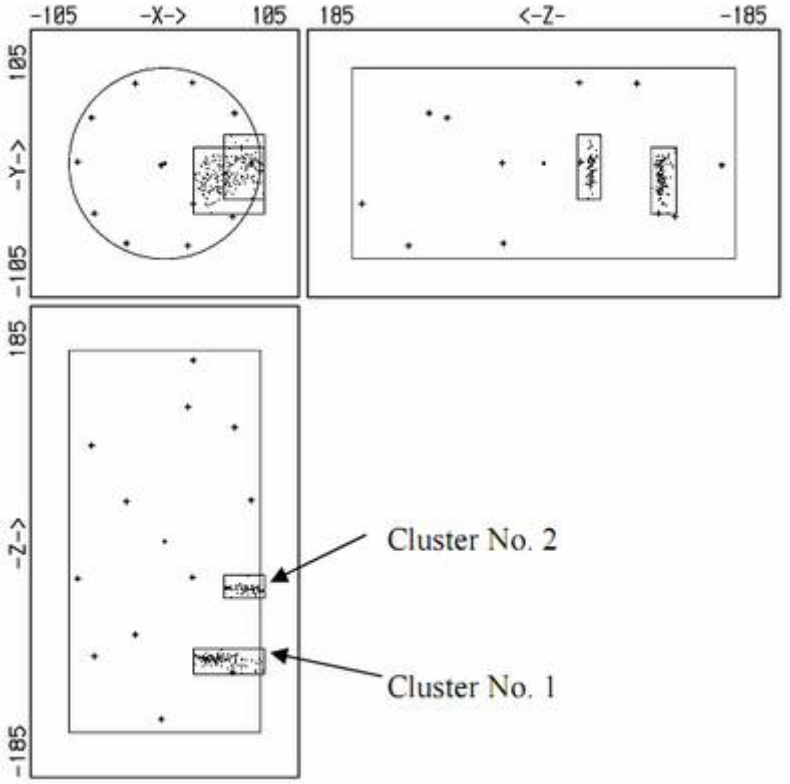


Fig. 15: Location of two big clusters with 142 (No. 1) and 81 events (No. 2) in the same manner as in Fig. 14.

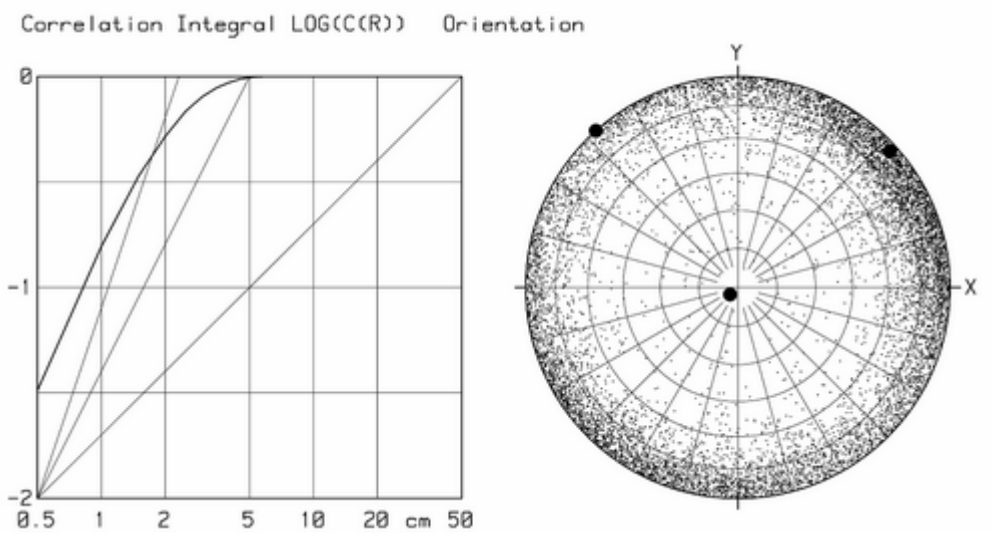


Fig. 16: Correlation integral and fractal dimension (left-hand side) of Cluster No. 1 and the orientations of connecting lines between event pairs (small dots) in an equal-area, lower hemisphere projection (right-hand side).

The moment tensor of each AE event can be evaluated if the displacements at a sufficiently large number of sensor positions are known. The displacement signal, which is emitted from the source, is distorted by the wave propagation in the specimen and by the sensor. Therefore, a well characterized material and sensor is crucial in evaluating the source

mechanisms with the moment tensor method. For this reason, Manthei 2005 has emphasized rock and sensor characterization to be able to correct the measured signal amplitudes for wave attenuation, sensor directivity, and sensitivity.

A triaxial *compression* experiment on a cylindrical rock salt specimen of same dimensions and with the same measurement techniques as described in Subsection 5.1 was carried out in such a way that a constant axial strain rate of $-8.33 \cdot 10^{-6}$ sec^{-1} was produced. In 4.5 hours the full waveforms of about 100.000 AE events could be stored.

Manthei 2005 demonstrates the application of the moment tensor method to analyse automatically this huge amount of AE events. The automatic procedure was separated into source location, data extraction, and stability checking of the inversion calculation. The source mechanism could be evaluated using the moment tensor method on about 12.5% of the detected events

The source mechanism can be classified through the parameter ε and the R value. Parameter ε is defined as $\varepsilon = m_2/\max(|m_1|,|m_3|)$ where m_i are the eigenvalues of the moment tensor ($m_1 \geq m_2 \geq m_3$). ε is zero for a shear mechanism, approximately 0.37 for a tensile mechanism with elastic parameters of rock salt, and ±l.0 for an explosion or implosion mechanism.

The R value as defined by Feignier et al. 1992 is the ratio of the isotropic component to the sum of the isotropic and deviatoric components:

$$R = \frac{tr(M)}{\left|tr(M)\right| + \sum_{i=1}^{3}\left|m_i^*\right|} \tag{3}$$

The ratio varies from –100% for pure implosion sources up to 100% for pure explosion sources. A pure shear failure mechanism is indicated by R = 0 and a pure tensile mechanism is indicated by a R value of approximately 67% for the elastic parameters of rock salt.

Manthei 2005 found that the observed AE events were predominantly of tensile type (fracture mechanical Mode I). Most of the events (approximately 90%) showed significant isotropic source components, which is in agreement with the applied deviatoric loading that leads to dilatation. The parameter ε and the R values (see Figs. 17) tend to values of pure tensile mechanisms (ε = 0.37 and R = 67%). He also found, that the tension axes normal to the planes of tensile cracks were predominantly orientated in the radial direction, that is in the direction of the minimum principal stress as expected for this crack type. Because of the limited accuracy of the AE source location, there was no direct proof that the cracking indicated by AE events occurs on grain boundaries.

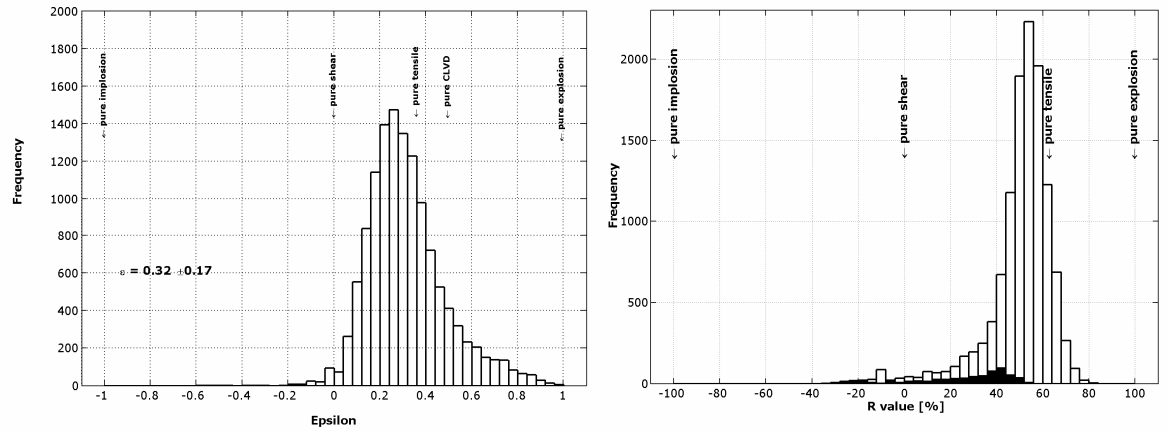


Fig. 17: Histograms of the ε values (left-hand side) and R values (right-hand side) calculated from the moment tensor. Unfilled bars (right-hand side) are indicating events with compressional first motions only and black bars are indicating events with at least one dilatational first motion (Manthei 2005).

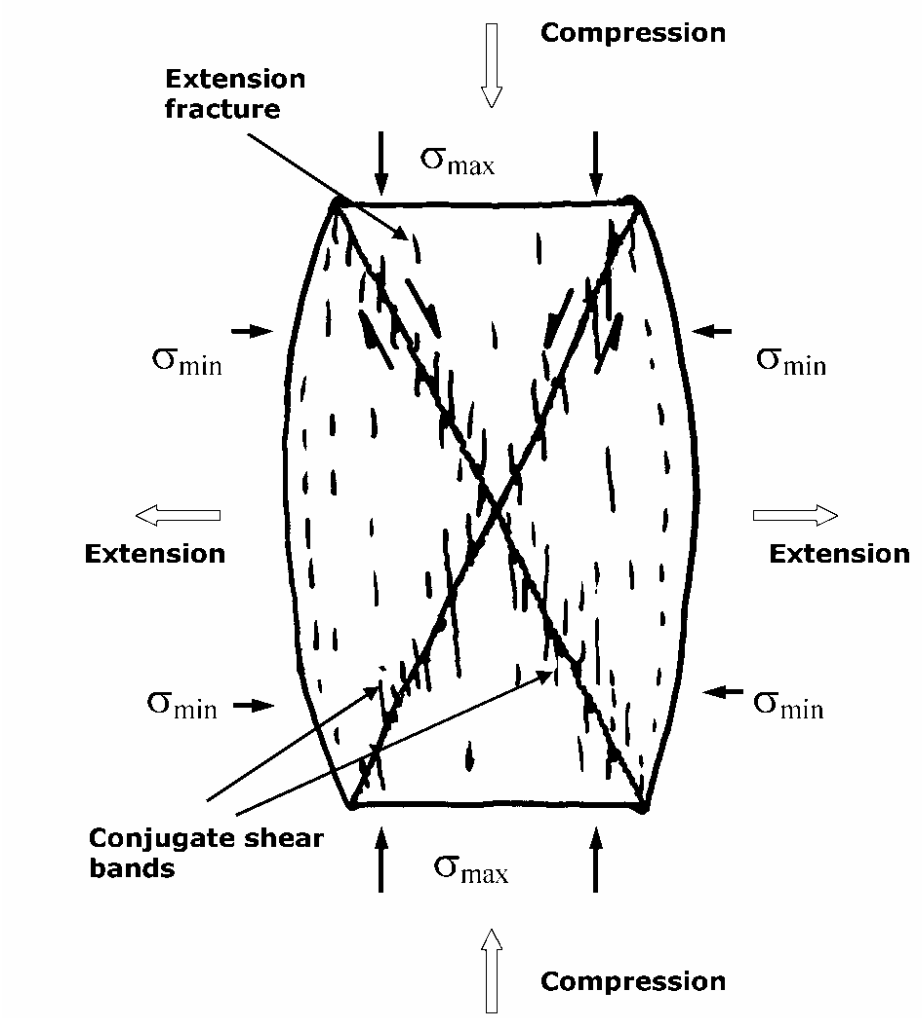


Fig. 18: Damage and fracture development during failure of the rock salt specimen (Herget 1988).

But combinations of all cited observations with our results lead us to the assumption that most AE events are caused by intercrystalline cracking with tensile opening of the cracks. This happens on grain boundaries parallel to the specimen axis.

During the experiment stronger AE activity starts early in the loading immediately after passing the dilatancy boundary (DB). The first located AE sources in the specimen's interior indicate that the DB is reached. In later stages of the test, most microcracks keep the same orientation. This is in agreement with the visible damage development at different degrees of deformation which showed cracking parallel to the maximum principal stress direction. These so-called extension fractures are well-known from many rock specimen tests (Herget 1988). The extension fractures accumulate in zones of high shear stress, which form a cone of conjugate shear bands. In this highly damaged zone the ultimate shear fracture occurs (Fig. 18).

Zang et al. 1998 investigated the effect of stress anisotropy on brittle failure of granite under uniaxial compression. The experiment was performed on a Aue granite specimen (diameter 52 mm, length 100 mm) in a non-standard asymmetric compression test, in which 20 % of the top surfaces of the core remain unloaded (compare with Fig. 20). The advantage of asymmetric compression compared to symmetric loading is to know in advance the nucleation and propagation path of the fracture.

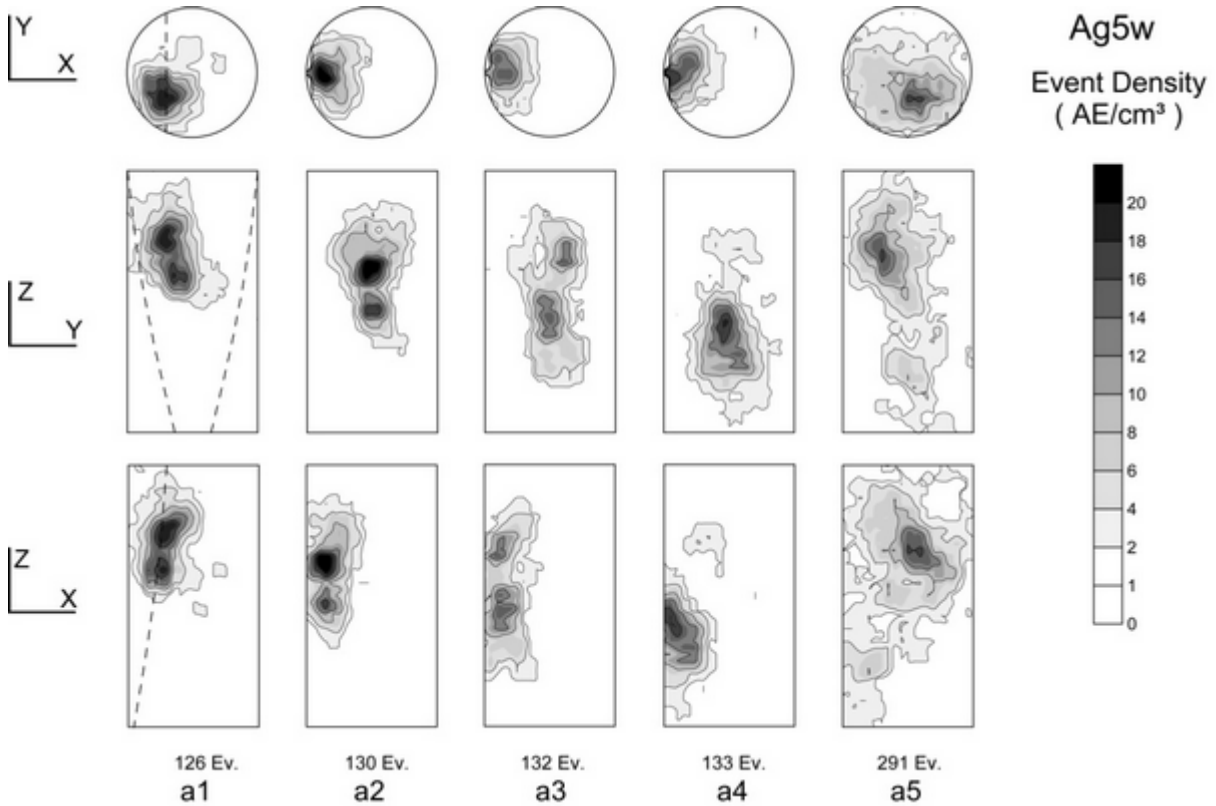


Fig. 19: Event density in projection in projection to the three coordinate planes in five successive stages of fracture growth. The fracture plane from core inspection is indicated by dashed lines (Zang et al. 1998).

Eight piezoelectric sensors, spring loaded to the specimen, were used for source location. The signals of the eight sensors were digitised with a sampling frequency of 5 MHz, 12 bit amplitude resolution, and a storage window of 512 samples. The signals of an additional wide-band sensor were evaluated online during test with respect to eight typical AE parameters like event number, arrival time, signal duration, time between two events, rise time, ring-down counts, maximal amplitude, and seismic energy. In these experiments the AE rates of three sensors were used as feedback signal to control axial load for stabilization of the stress drop.

Fig. 19 shows the density of the located AE events in projection to the three coordinate planes (x-y-plane at top, z-y-plane in the middle, and x-z-plane at bottom) in this asymmetric compression test as schematically shown in Fig. . The crack growth is illustrated in four stages (a1 to a4) of approximately 130 located events each and the final stage a5 of stress accumulation after the pre-fracture (290 events). The y-z-plane represents a view onto the macroscopic fracture plane, which is growing from top left to about 10 mm above the bottom surface. The x-y-plane shows that the contour lines of high event density coincide with the locus of maximum shear stress from finite element calculations. After the complete shear fracture formation the AE activity shifted to the remaining part of the specimen. The focal mechanisms of the located events were estimated from polarities of the automatically picked first motions. The polarity value pol of a single event is calculated by:

$$pol = \frac{1}{k}\sum_{i=1}^{k} sign(A_i), \qquad (4)$$

where k is the number of channels. The polarity was used to separate Type S (shear) events (-0.25 = pol 0.25) from Type T (tensile) events (-1 = pol < -0.25) and Type C (compression) events (0.25 = pol < 1).

If most of the sensors have compressional or dilatational first motions, the events were classified in Type T and Type C, respectively. Otherwise, the events were of Type S. According to this nomenclature, a source with a uniform compressional polarity pattern was interpreted as a tensile type, and one with compressional as well as dilatational first motions as a shear type. From all events emitted before and during fracturing of the specimen, 70% were of Type S, 20% of Type T and 10% of Type C. In Fig. 20 single fault-plane solutions of the six strongest Type S events are plotted in projection on the x-z-plane. The polarities of the eight sensors are shown at the right-hand site of Fig. 20 in an equal-area, lower hemisphere projection. The measured first motions polarities are fitted to theoretical radiation patterns of a pure DC mechanism. Black area and positive sign are indicating compressional first motion.

This figure shows that strong Type S events align along the expected fracture plane, but single nodal-plane orientations can be poorly constrained. Anyhow, the investigations on a set of 212 Type S events show predominantly dilatational first motions parallel to the z axis (vertical direction) and compressional first motions parallel to the x axis (horizontal direction). The average fault-plane solution of these events coincides with the orientation of the fracture plane.

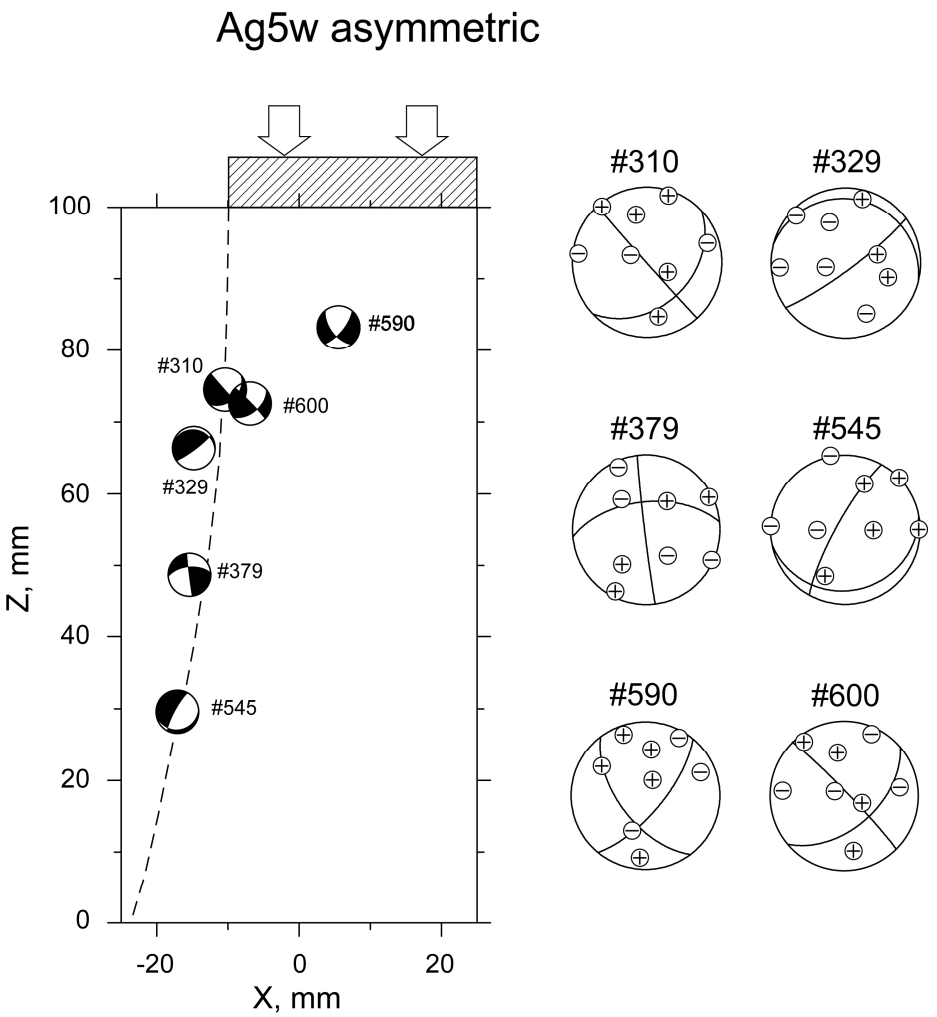


Fig. 20: Fault-plane solutions of the six largest Type S (shear) events (left-hand side) and its polarities (right-hand side). Black area (left) and positive sign (right) indicate compressional first motion (Zang et al. 1998).

6 Discussion

The analysis of time and amplitude statistics of AE events on rock seems to be a powerful means to discriminate between induced or stochastic events. Event location will give insight into the spatial distribution of microcracks. In case of clustered events, the fractal dimension of the events can be used to find planar clusters, which are the most critical structures forming the nucleus of eventual macroscopic fractures.

To investigate dilatation of rock the moment tensor method is an adequate method of describing sources with volumetric components such as tensile cracks. Tensile cracks are mainly responsible for dilatancy. Thus, it is possible to recognize zones of higher permeability for fluids which plays an important role for use of a rock formation as radioactive waste disposal.

Due to the higher sensitivity in laboratory experiments the number of detected AE events is much higher compared with measurements in mines. In order to process all detected events, it is essential to evaluate the AE events in various automatic procedures such as registration of events, location of events, determination of source mechanisms, and automatic stability check of the moment tensor solutions. Besides the high sensitivity of AE event detection, laboratory measurements provide an opportunity of very good sensor coverage of the focal sphere which is necessary for a precise source location and stable moment tensor solutions.

With respect to the practical application of these new tools in a radioactive waste disposal in rock, where zones of permeability for fluids are of upmost interest, it is to remark that a sufficient large number of sensors should be arranged in such a way that the focal sphere is well covered in all directions, which is essential for the use of only P-wave first motions for location. This is a question of accessibility for drilling wells for sensor installation. The sensors should be installed far enough from excavations and galleries so that the wave propagation will not be disturbed ("shaded") by excavated rooms and galleries.

References

Cai, M., Kaiser, P.K., Martin, C.D.: A tensile model for the interpretation of microseismic events near underground openings, Pure Appl. Geophys., 153, pp 67-92, 1998.

Collins, D.S., Pettitt, W.S., Young, R.P.: High-resolution Mechanics of a Microearthquake Sequence, Pure Appl. Geophys., 159, pp 197-219, 2002.

Feignier B., Young R.P.: Moment Tensor Inversion of Induced Microseismic Events: Evidence of Non-Shear Failure in the -4<M<-2 Moment Magnitude Range, Geophys. Res. Lett. ,19, 14, pp. 1503-1506, 1992.

Herget G.: Stresses in Rock, A. A. Balkema/Rotterdam/Brookfield, 1988.

Hirata T.: Omori's Power Low Aftershock Sequences of Microfracturing in Rock Fracture Experiment, J. Geophys. Res., 92, pp 6215-6221, 1987.

Manthei G., Eisenblätter J., Salzer K.: Acoustic Emission Studies on Thermally and Mechanically Induced Cracking in Salt Rock, in Hardy HR Jr (ed), Proc 6th Conf on Acoustic Emission/Microseismic Activity in Geologic Structures and Materials, Trans Tech Publications, Clausthal-Zellerfeld, pp 245-265, 1998.

Manthei, G., Eisenblätter, J., Spies, T.: Acoustic Emission in Rock Mechanics Studies, Acoustic Emission – Beyond the Millennium, Tokyo, Japan, Eds. T. Kishi, M. Ohtsu, S. Yuyama, Elsevier, pp 127-141, 2000.

Manthei G., Eisenblätter J., Dahm T.: Moment Tensor Evaluation of Acoustic Emission Sources in Salt Rock, Construction and Building Materials, 15, pp 297-309, 2001.

Manthei G., Eisenblätter J., Kamlot P.: Stress measurements in salt mines using a special hydraulic fracturing borehole tool, in: Natau O., Fecker E., Pimentel E. (eds) Proc Int Symp on geotechnical measurements and modelling, Karlsruhe, Germany, pp 355-360, 2003.

Manthei G.: Characterization of Acoustic Emission Sources in a Rock Salt Specimen under Triaxial Load, Bull. Seis. Soc. Amer., 95, pp 1674-1700, 2005.

Manthei, G., Eisenblätter, J.: Acoustic Emission in Study of Rock Stability, Acoustic Emission Testing, Eds. C. U. Grosse, M. Ohtsu, Springer, Berlin, Heidelberg, pp 239-310, 2008.

Philipp, J., Nakatani, M., Dresen, G., Yabe, Y., Stanchits, S., Naoi, M., Plenkers, K., Morena, G.: Acoustic Emission Measurements in a deep Gold Mine in South Africa: Instrumental Setup and First Results (JAGUARS Project), Geophysical Research Abstracts, Vol. 10, EGU General Assemply 2008.

Yabe, Y., Philipp, J., Nakatani, M., Morema, G., Naoi, M., Kawakata, T.I., Dresen, G., Ogasawara, H., and JAGUARS: Observation of numerous aftershocks on an Mw 1.9 earthquake with an AE network installed in a deep gold mine in South Africa, Earth Planets Space, 61, pp 49-52, 2009.

Young, R.P., Martin, C.D.: Potential Role of Acoustic Emission/Microseismicity Investigations in the Site Characterization and Performance Monitoring of Nuclear Waste Repositories, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. 30 pp 797-803, 1993.

Zang A., Wagner F.C., Stanchits S., Dresen G., Andresen R., Haidekker M.A.: Source analysis of acoustic emission in Aue granite cores under symmetric and asymmetric compressive loads, Geophys. J. Int., 135, pp 1113-1130, 1998.

Mikroakustische Messungen in einem Salzbergwerk zur Bewertung von Rissprozessen

Diethelm Kaiser
Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover (BGR)

Einführung

Seit 16 Jahren werden im Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM), einem Salzbergewerk, mikroakustische Langzeit-Messungen durchgeführt. Diese Messungen liefern einen sehr großen Datensatz georteter Ereignissen und bieten vielfältige Möglichkeiten zur Bewertung von Rissprozessen in einem Salzbergwerk.

Ziel der mikroakustischen Messungen im ERAM ist die Erfassung von Mikrorissen in situ und die Bewertung der ursächlich damit zusammenhängenden Spannungen und Deformationen. Zusammen mit weiteren geotechnischen und markscheiderischen Messungen (z.B. In-situ-Messungen von Deformationen und Spannungen) sowie Modellberechnungen und Laboruntersuchungen tragen sie zur Beurteilung und Überwachung der Standsicherheit der Grubenbaue bei und ermöglichen Aussagen zur Integrität des Salzgebirges. Im Rahmen der Sicherheitsanalysen bilden sie darüber hinaus einen Teil der Grundlagen für die Entwicklung eines Stilllegungskonzepts für das Endlager.

Die Durchführung dieser mikroakustischen Messungen im automatischen Dauerbetrieb über viele Jahre zur gebirgsmechanischen Überwachung von Grubenbereichen im Salzgestein ist einmalig.

Methode

Bei den mikroakustischen Messungen wird die Abstrahlung hochfrequenter seismischer Energie im Gebirge erfasst, welche mit der Entstehung oder der Erweiterung von Rissen kleiner Ausdehnung in der Größenordnung von mm bis cm verbunden ist (Spies et al. 2002, Spies et al. 2004). Die Methode der Mikroakustik ist eng mit der Schallemissionsanalyse (Messung der akustischen Emission AE), die in der Materialprüfung mit Erfolg eingesetzt wird, und mit den Methoden der Seismologie verwandt. Tatsächlich werden elastische Wellen im Festkörper erfasst, also seismische Wellen und nicht Schallwellen, so dass die Begriffe „Schall“ und „akustisch“ irreführend sind (Ohtsu 2008). Bei den Quellen handelt es sich um schnell verlaufende Brüche, bei denen gespeicherte elastische Energie plötzlich freigesetzt wird (Lockner 1993). Die Dimensionen der Brüche reichen von 106 m bei sehr großen Erdbeben bis zu 10-6 m bei AE. Da der Frequenzgehalt der Signale umgekehrt mit den Herddimensionen korreliert, erstrecken sich auch die bei den unterschiedlichen Brucherscheinungen entstehenden Frequenzen der elastischen Wellen über viele Größenordnungen von etwa zu 10-3 Hz bis 108 Hz bei AE Messungen im Labor. Mikroakustische Messungen liegen mit etwa 1 bis 100 kHz im Frequenzbereich zwischen typischen Messungen der Schallemission und mikroseismischen Messungen, wie sie z.B. in Bergwerken durchgeführt werden.

Laborversuche der BGR an Steinsalzproben zeigen, dass die akustische Emission mit dem Auftreten von Dilatanz bzw. Auflockerung während der Versuchsdurchführung deutlich zunimmt. Bei Spannungszuständen oberhalb der Dilatanzgrenze nimmt die Permeabilität des Steinsalzes zu, und es kann bei fortgesetzter Beanspruchung auch zum Kriechbruch kom-

men. Mikroakustischen Emission kennzeichnet demnach Gebirgsbereiche, in denen die Verformung im Steinsalz oberhalb der Dilatanzgrenze liegt.

Zur Überwachung von stark durchbauten Gebirgsabschnitten im ERAM ist die mikroakustische Methode gut geeignet, da sie eine enge räumliche Erfassung der oben beschriebenen Phänomene ermöglicht. Sie ist insbesondere auch für die Dokumentation und Beweissicherung bei der Verfüllung von Grubenteilen geeignet (Spies et al. 2004). Die Messungen dokumentieren die Bauzustände während der Verfüllung, z.B. Auswirkungen der Gebirgserwärmung beim Abbinden von Salzbeton, und sie sollen vor allem zum Nachweis des Erfolgs von Verfüllmaßnahmen beitragen, nämlich dem Nachweis der erwarteten Verringerung der Mikrorissprozesse.

Das Prinzip der mikroakustischen Messungen im Bergbau zeigt Abbildung 1. Die mikroakustische Messmethode im ERAM wurden aufbauend auf Forschungsarbeiten zur Mikroakustik im Salzgestein in den 1980er und frühen 1990er Jahren (Manthei & Eisenblätter 1993; Yaramanci 1991; Manthei & Eisenblätter 2008) entwickelt (siehe Spies & Eisenblätter 2001; Spies et al. 2002; Spies et al. 2004).

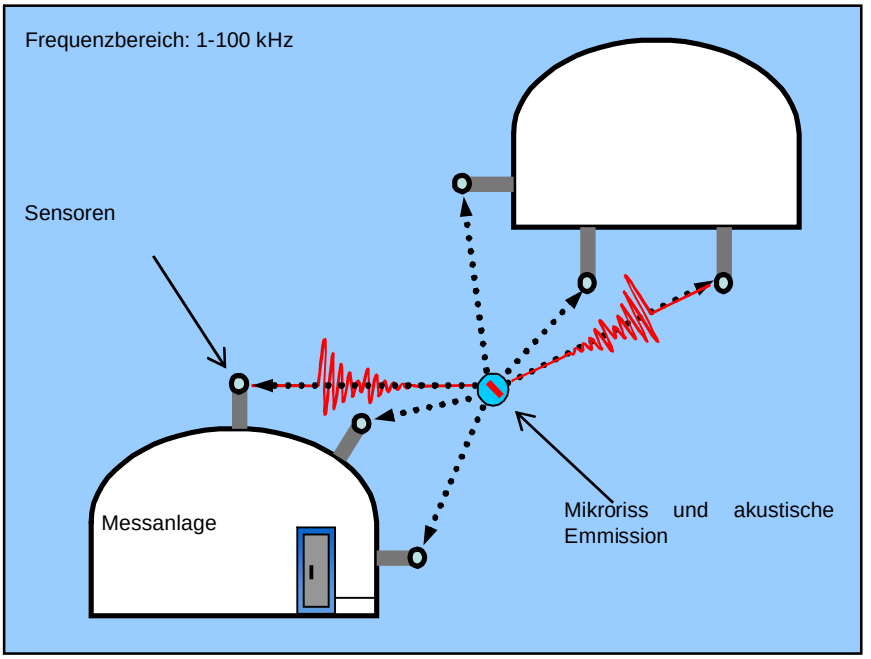


Abbildung 1: Prinzip der mikroakustischen Messungen im Bergbau

Messtechnik

Für die Messungen wurden piezoelektrische Aufnehmer in Bohrlöchern mit Längen zwischen 3 und 112 m an der Bohrlochstirn oder an der Bohrlochwand angebracht (
Abbildung **2**). Der piezoelektrische Sensor hat eine wesentlich höhere Empfindlichkeit als ein Geophon, und eine Resonanzfrequenz von etwa 70 kHz; er erfasst Signale in einem relativ breiten Frequenzbereich von 1 bis 100 kHz. Die Signale mikroakustischer Ereignisse haben überwiegend Frequenzen unterhalb von 40 kHz. In geringer Entfernung vom Aufnehmer befindet sich der Vorverstärker, wo die Signale verstärkt und gefiltert (1 bis 80 kHz) werden und anschließend über teilweise mehrere 100 m lange Koaxialkabel zur zentralen Messstation geleitet und dort in einem Transientenrekorder digitalisiert werden. Der Transientenrekorder ist als Einsteckkarte in einem Industrie-PC eingebaut. Die Abtastrate ist

bei allen Messanlagen auf 200 kHz eingestellt. Hier werden die Signale vom Messprogramm verarbeitet und gespeichert.

Im ERAM sind 3 mikroakustische Messanlagen mit jeweils 32 bzw. 24 Kanälen installiert, die verschiedene Teilbereiche überwachen: Im Zentralteil Bartensleben auf den Sohlen 1 bis 2 wird seit 1995 eine Messanlage betrieben, die 2007 durch eine zweite Messanlage ergänzt wurde. In der Südstrecke auf der 4. Sohle im Südfeld Bartensleben wird seit 1997 eine dritte Messanlage betrieben. Insgesamt sind derzeit 91 mikroakustische Sonden aktiv. Abbildung 3 zeigt die Lage der Sonden zusammen mit dem Grubengebäude und mikroakustischen Ereignissen.

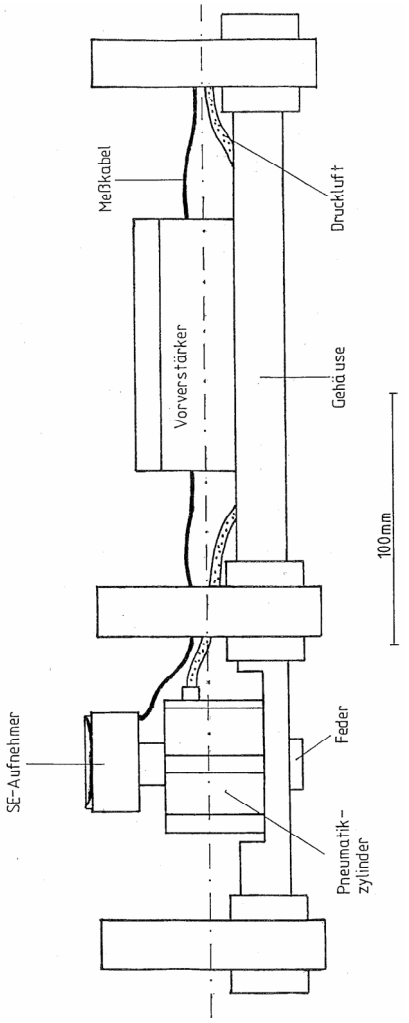


Abbildung 2: Mikroakustische Bohrlochsonde der Firma GMuG, die an der Bohrlochwand angekoppelt wird. Die Länge der Sonden beträgt 450 mm und der Durchmesser 90 mm; sie ist geeignet für Bohrungen mit einem Durchmesser von 98 mm.

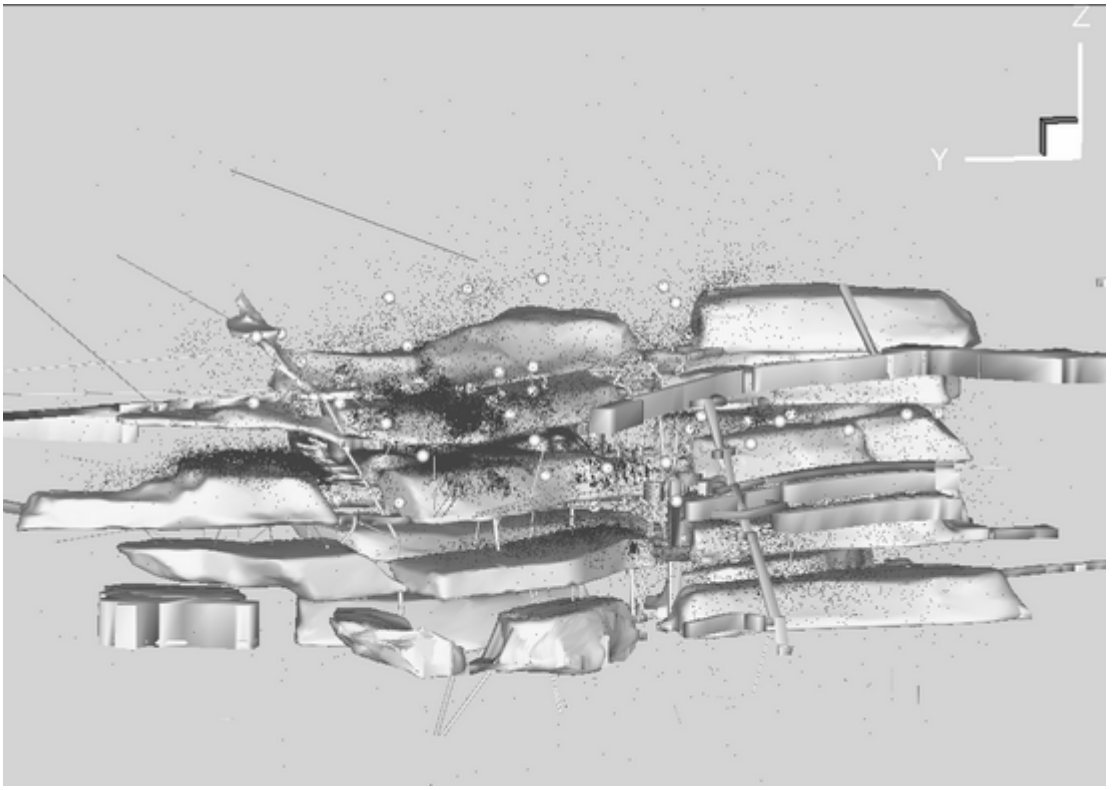


Abbildung 3: Perspektivische Ansicht des Grubengebäudes im Zentralteil Bartensleben (1. bis 3. Sohle) mit mikroakustischen Sonden (helle Kugeln) und mikroakustischen Ereignissen (dunkle Punkte); Blickrichtung Osten; die Y-Koordinate entspricht Norden. Das dargestellte Grubengebäude hat eine Ausdehnung von etwa 300 m in N-S-Richtung und 240 m in der Höhe. Die mikroakustischen Ereignisse wurden innerhalb von 2 Tagen im Mai 2010 geortet.

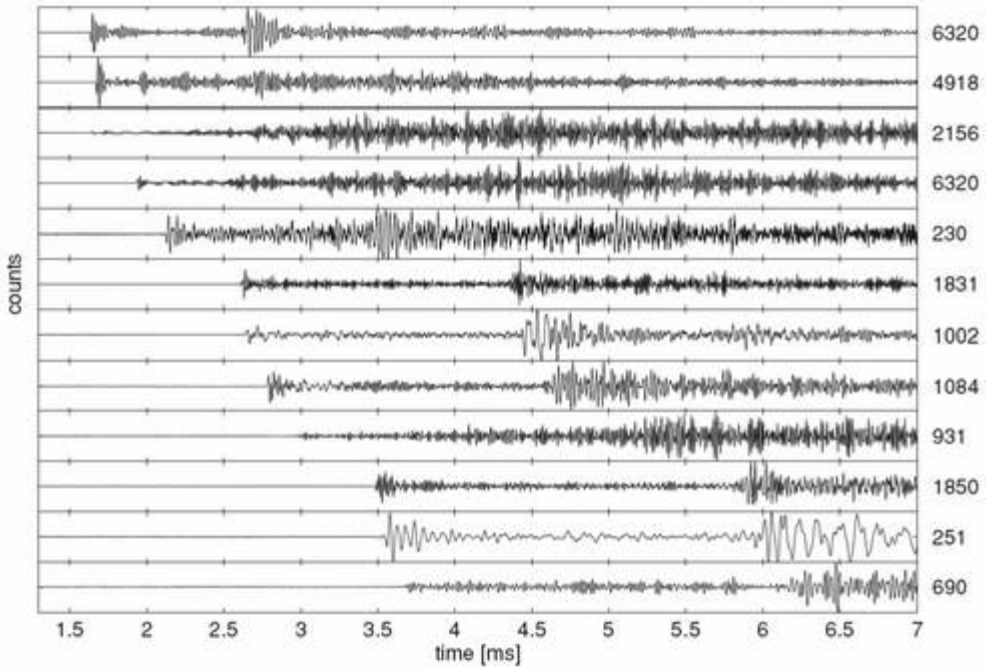


Abbildung 4: Seismogramme eines typischen mikroakustischen Ereignisses im ERAM. Dargestellt sind die Registrierungen an 12 Sensoren, sortiert nach Entfernung und skaliert nach der rechts angegebenen Maximalamplitude (in Counts). Quelle: Köhler et al. 2009

Auswertemethoden

Bei den im ERAM eingesetzten Messanlagen wird die Auswertung der Signale automatisch untertage durchgeführt, nämlich die Detektion und die Ortung der Ereignisse sowie die Bestimmung ihrer Magnitude. Eine manuelle Bearbeitung ist aufgrund der hohen Anzahl von Ortungen (Ortungsraten bis über 2000 1/h) nicht möglich. Die ermittelten Ortungen der Ereignisse und ihre Magnituden werden abgespeichert, bei stärkeren Ereignissen zusätzlich die Signalformen.

Ortung

Die Einsatzzeiten der P- und S-Wellen werden mit Hilfe von Schwellenwerten für die Amplituden an den einzelnen Kanälen ermittelt. Hierfür werden nur Signale hoher Qualität, d.h. mit einem Signal-Rausch-Verhältnis größer als 10 verwendet. Dann wird die Ortung mit einem modifizierten Gradientenverfahren als Lösungsmethode für das überbestimmte, linearisierte Gleichungssystem für die räumliche Lage und die Herdzeit durchgeführt. Dabei werden experimentell ermittelte Qualitätskriterien berücksichtigt, z. B. dass die Mindestanzahl von 10 verwendbaren Laufzeiten für die einzelne Ortung erreicht sein muss, damit das Ereignis als gültig geortet gilt.

Für die Ortung wird ein homogenes Modell der seismischen Geschwindigkeiten angesetzt. Zur Bestimmung der mittleren Ausbreitungsgeschwindigkeiten für P- und S-Wellen wurden an 49 markscheiderisch vermessenen Punkten mittels Hammer und Meißel Testsignale erzeugt und deren Einsatzzeiten manuell bestimmt. Die auf diese Weise im ERAM bestimmten mittleren Ausbreitungsgeschwindigkeiten betragen für die P-Welle 4510 m/s und für die S-Welle 2580 m/s (Abbildung 5). Die Ortungsgenauigkeit hängt wesentlich von der Genauigkeit ab, mit der die Einsatzzeiten bestimmt werden. Diese hängt wiederum stark vom Laufweg ab. Die Bestimmung der Einsatzzeiten wird schwierig, wenn die Schallausbreitung in der Auflockerungszone der Abbaue durch Risse gestört ist. Wenn eine genügende Anzahl (= 10) von Aufnehmern Signale empfängt, die wenig durch Beugung und Streuung in der Nähe der Hohlräume beeinflusst sind, wird eine Ortungsgenauigkeit von 1 m erreicht.

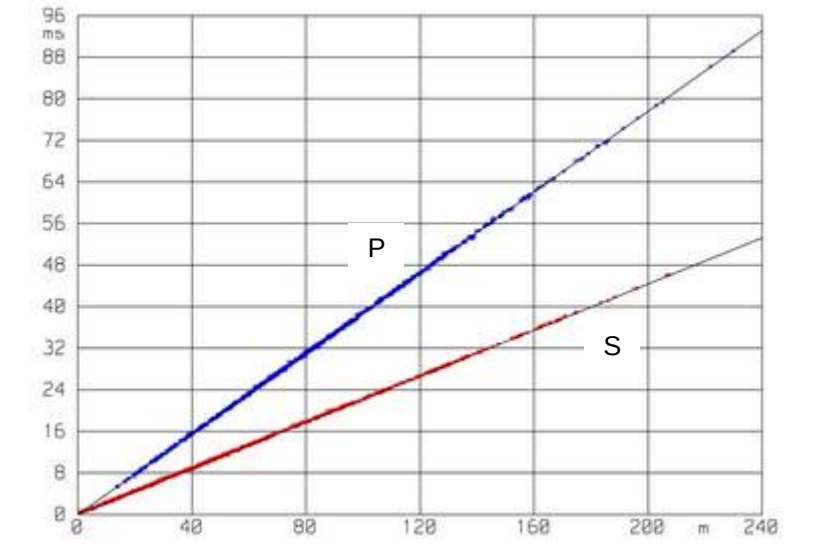


Abbildung 5: Laufzeit in Abhängigkeit vom Laufweg für P- und S-Wellen im ERAM.

Magnituden

Die Maximalamplituden der Seismogramme, in der logarithmischen dimensionslosen Einheit Dezibel (dB) spezifiziert, werden unter Berücksichtigung der relativen Empfindlichkeit der Aufnehmer ausgewertet, um die Stärke der Ereignisse zu quantifizieren. Die Bestimmung des Ortes der akustischen Emission ist Voraussetzung für die Bestimmung eines Stärkemaßes in Anlehnung an die Vorgehensweise in der Seismologie (Bezeichnung Magnitude). Die Amplituden (in dB) der Seismogramme eines Ereignisses werden dabei gegen die Laufwege aufgetragen. In der halblogarithmischen Darstellung (Abbildung 6) ergibt sich ein linearer Zusammenhang, da die Amplituden aufgrund der inelastischen Dämpfung und der Streudämpfung exponentiell mit dem Laufweg abnehmen. Es wird dann eine Ausgleichsgerade bestimmt und deren Wert für einen festen Laufweg als Magnitude des Ereignisses festgelegt. Für den festen Laufweg wird ein Wert von 50 m gewählt. Nimmt man viele Ereignisse in einer statistischen Auswertung zusammen, lassen sich mittlere Abweichungen der Amplituden für einzelne Aufnehmer von den Ausgleichsgeraden bestimmen. Diese Abweichungen bezeichnen Unterschiede in der relativen Empfindlichkeit der einzelnen Aufnehmer zueinander. Solche Unterschiede sind vor allem auf die Ankopplung oder auf besondere Bedingungen im Bereich des Aufnehmers zurückzuführen, da die Aufnehmer vor der Installation auf gleichmäßige Empfindlichkeit im Labor getestet wurden. Die mittleren Abweichungen werden für die Magnitudenbestimmung als Korrekturwerte benutzt. Der mittlere Wert der Steigung der Ausgleichsgeraden von vielen Ereignissen ist ein Maß für die Dämpfung der Wellen entlang des Laufwegs. Eisenblätter & Manthei 1999 ermittelten einen unerwartet hohen Q-Wert von 500 für P-Wellen im Steinsalz des ERAM.

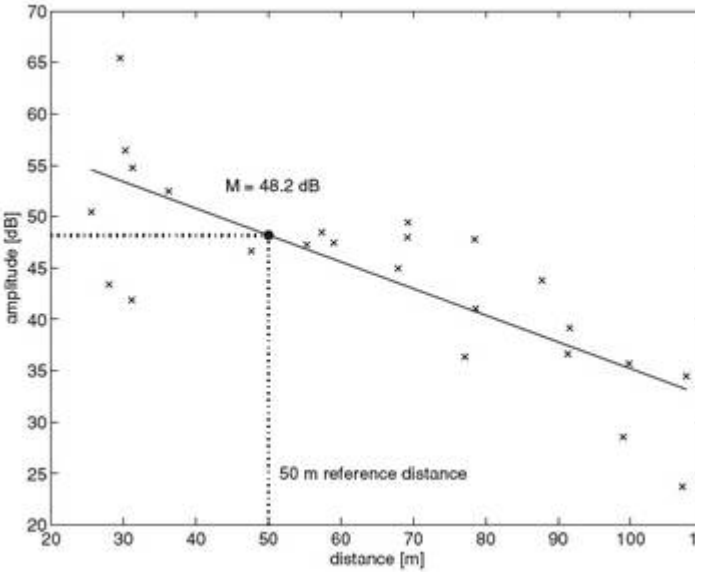


Abbildung 6: Amplitudenabnahme mit der Entfernung für ein mikroakustisches Ereignis, aufgezeichnet an 24 Sensoren. Stationskorrekturen wurden von den gemessenen Amplituden abgezogen. Quelle: Köhler et al. 2009

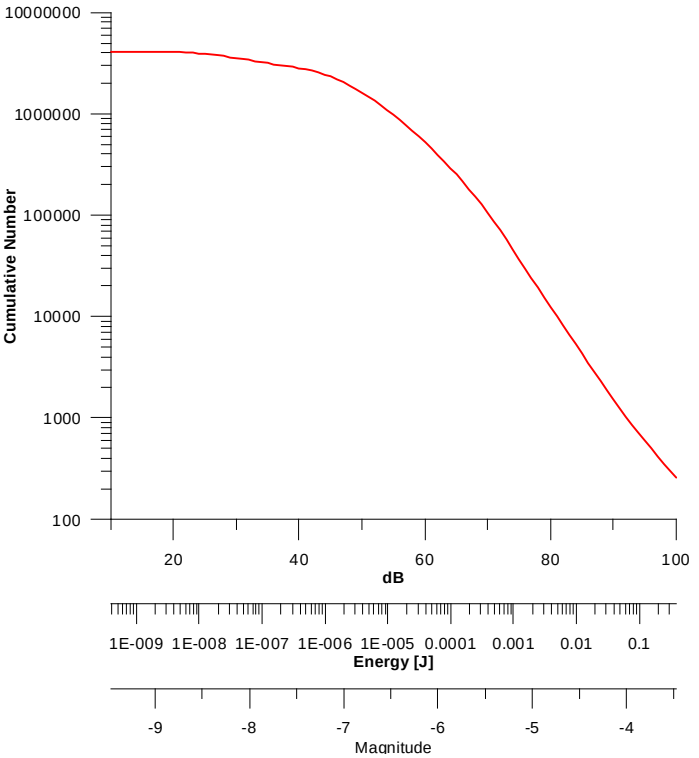


Abbildung 7: Magnituden-Häufigkeitsverteilung für alle mikroakustischen Ereignisse des Jahres 2008, die mit der Messanlage 3 geortet wurden. Die seismische Energie wurde mittels einer empirischen Beziehung von Eisenblätter & Manthei 1999 aus der Magnitude (in dB) berechnet.

Die Messanlagen erfassen mikroakustische Ereignisse mit Magnituden zwischen etwa 20 und 100 dB (Abbildung 7), das entspricht seismischen Energien in der Größenordnung zwischen 10-9 und 1 J und auf der in der Seismologie verwendeten Magnitudenskala etwa dem Bereich von -9 bis -3,5. Theoretisch erwartet man in der in Abbildung 7 gewählten doppeltlogarithmischen Darstellung eine lineare Verteilung, dessen negative Steigung dem b-Wert entspricht (siehe Abbildung 12). Die kleinste Magnitude, für die mikroakustische Ereignisse vollständig geortet werden können, variiert jedoch stark in Abhängigkeit von der Entfernung zu den Sensoren. Deshalb ist die Häufigkeitsverteilung in Abbildung 7 über einen weiten Bereich gekrümmt.

Ergebnisse

Das ERAM liegt in einer Salzstruktur, die aus gefalteten Schichten von Steinsalz, Anhydrit, Kailisalzen und Salzton des Zechsteins, überwiegend z2 und z3 besteht. Die Einlagerungskammern liegen überwiegend in den mächtigen Steinsalzpartien. Basierend auf dem Stilllegungskonzept des ERAM werden seit September 2003 im Rahmen der bergbaulichen Gefahrenabwehr im Zentralteil Abbaue mit Salzbeton verfüllt, um diesen Grubenbereich vorsorglich zu stabilisieren und eine Aufrechterhaltung der hydraulischen Integrität des Gebirges zu gewährleisten. Während und nach Ende des Verfüllvorgangs erfährt das Gebirge in der Umgebung dieser Abbaue durch die freigesetzte Hydratationswärme des Salzbetons für die Dauer von mehreren Monaten bis zu einigen Jahren thermisch induzierte Zusatzbeanspruchungen. Deren räumliche und zeitliche Veränderung werden durch die mikroakustischen Messungen detailliert beobachtet. Der Zusammenhang zwischen der mikroakustischen Aktivität und den thermisch indizierten Spannungen wurde mittels FE-Modellrechnungen detailliert von Fahland et al. 2005 untersucht.

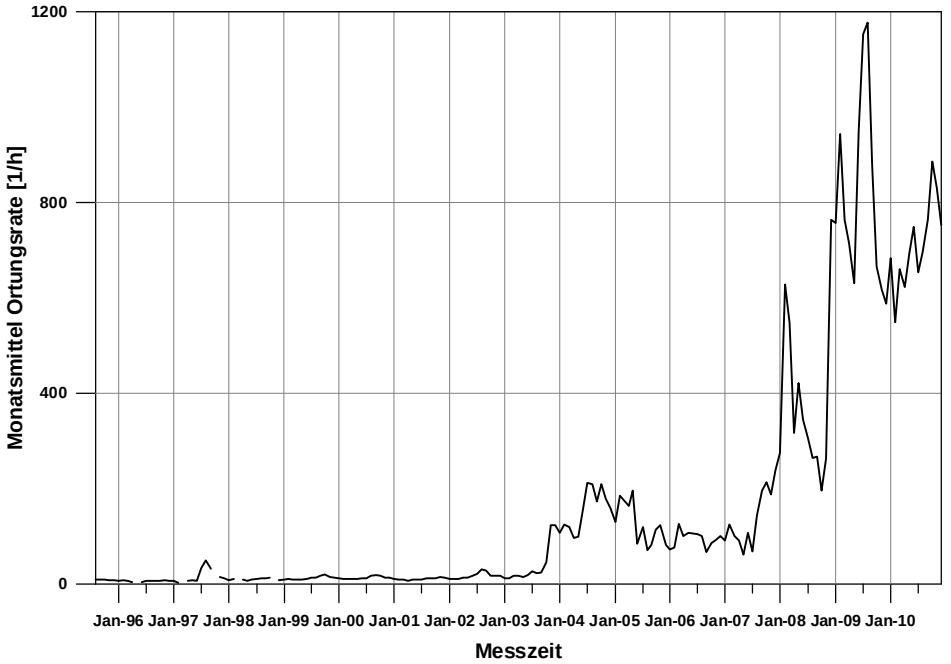


Abbildung 8: Entwicklung der Ortungsrate (Ortungen/Stunde, Monatsmittelwerte) 08/1995 – 12/2010 im Bereich der Abbaue 1a und 2n, 1. bis 2. Sohle im Zentralteil ERAM.

Abbildung 9 zeigt einen Vertikalschnitt und Abbildung 10 einen Horizontalschnitt mit Abbaukonturen und geologischen Grenzen sowie geortete mikroakustische Ereignisse eines Monats. Die

Stärke der mikroakustischen Ereignisse wird unterschieden. Schwächere Ereignisse können in größerer Entfernung zu den Aufnehmern aufgrund der Dämpfung der seismischen Wellen nicht mehr geortet werden. Dies ist in der Darstellung zu erkennen. Abgesehen von diesem Effekt lassen sich auch benachbarte Bereiche unterscheiden, in denen eine vergleichsweise höhere Anzahl von starken Ereignissen aufgetreten ist (kleine b-Werte). Diese Bereiche werden als Bereiche erhöhter Spannungskonzentration gedeutet. Die mikroakustische Aktivität konzentriert sich auf die abbaunahen Bereiche der verfüllten Abbaue, besonders deren Firsten bzw. Schweben (siehe auch Abbildung 3). Erhöhte Aktivität ist auch an den Grenzflächen von Steinsalz (z3) und Hauptanhydrit (z3HA) deutlich erkennbar, besonders zwischen den Anhydritblöcken über dem Abbau 1a.

Abbildung 11 zeigt die Entwicklung der Ortungsraten und der Verformungen an den Extensometern im Bereich der Hangendschwebe des Abbaus 2n auf der 2. Sohle. Hier wurden ein starker Anstieg der mikroakustischen Aktivität seit dem 8. November 2006 und gleichzeitig eine Zunahme der Verformungsraten beobachtet. Da aufgrund dieser Beobachtungen die Stabilität dieses Abbaus nicht mehr gewährleistet war, wurde der Abbau gesperrt und vorgezogen verfüllt.

In Abbildung 12 sind typische Magnitudenhäufigkeitsverteilungen von mikroakustischen Ereignissen im Steinsalz und im Hauptanhydrit dargestellt. Während die Verteilung für Steinsalz schmal ist und steil abfällt, also einen hohen b-Wert hat, ist die Verteilung für Anhydrit breiter, fällt langsamer ab und hat eine weitaus größere obere Grenze. Dies charakterisiert deutlich die Unterschiede in der bei der Rissbildung freigesetzten seismischen Energie. Die Magnitudenverteilung stützt die Interpretation, dass es sich bei der Auflockerung im Steinsalz um Mikrorissbildung in den Kristalliten oder an den Korngrenzen mit Dimensionen von Millimetern bis Zentimetern handelt. Im Anhydrit kann aufgrund der weitaus höheren Festigkeit im Vergleich zum Steinsalz mehr elastische Energie gespeichert und als seismische Energie freigesetzt werden (SPIES & EISENBLÄTTER 2001; SPIES et al. 2002).

KÖHLER et al. 2009 fanden ausgeprägte zeitliche und räumliche Veränderungen des b-Wertes im Zusammenhang mit der Verfüllung eines Abbaus (Abbildung 13). Mit Beginn der Verfüllung stiegen die b-Werte über dem Abbau stark an und erreichten maximale Werte von über 3 nach Abschluss der Verfüllung an den Grenzen zwischen Steinsalz und Anhydrit. Während der starken (transienten) Belastung im Zusammenhang mit der Verfüllung wurden im Anhydrit höhere b-Werte als im Steinsalz beobachtet, im Gegensatz zu den Beobachtungen vor der Verfüllung während gleichmäßiger Belastung (Abbildung 12 und 13).

Anhand des selben Datensatzes haben BECKER et al. 2010 einen Abfall des b-Wertes rund 10 Tage vor der Initiierung eines Makrobruches und anschließend einen signifikanten Anstieg beobachtet. Außerdem fanden sie größere b-Werte in Bereichen, in denen anhand von Modellrechnungen Zugspannungen erwartet werden, im Vergleich zu Bereichen mit vorherrschender Scherspannung. Weiterhin beobachteten sie einen ausgeprägten Kaiser-Effekt ('Spannungs/Dehnungs-Gedächtnis') im Steinsalz zu Beginn der Verfüllung während der zyklischen thermischen Belastung (Abbildung 14). Die Abweichung im 6. Zyklus (Abbildung 14 rechts) korreliert räumlich und zeitlich mit der Initiierung des Makrobruches.

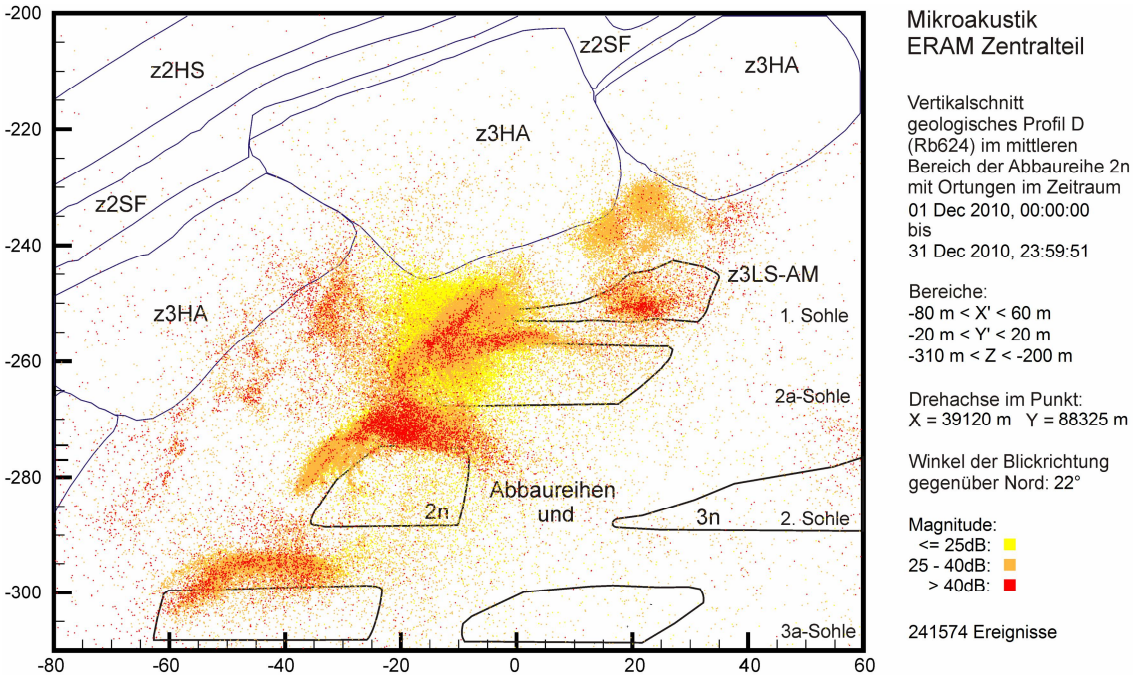


Abbildung 9: Vertikalschnitt durch das Abbausystem 2n mit mikroakustischen Ortungen aus einem 40 m breiten Streifen im Dezember 2010. Die Lage des Profils D ist in Abbildung 10 gekennzeichnet

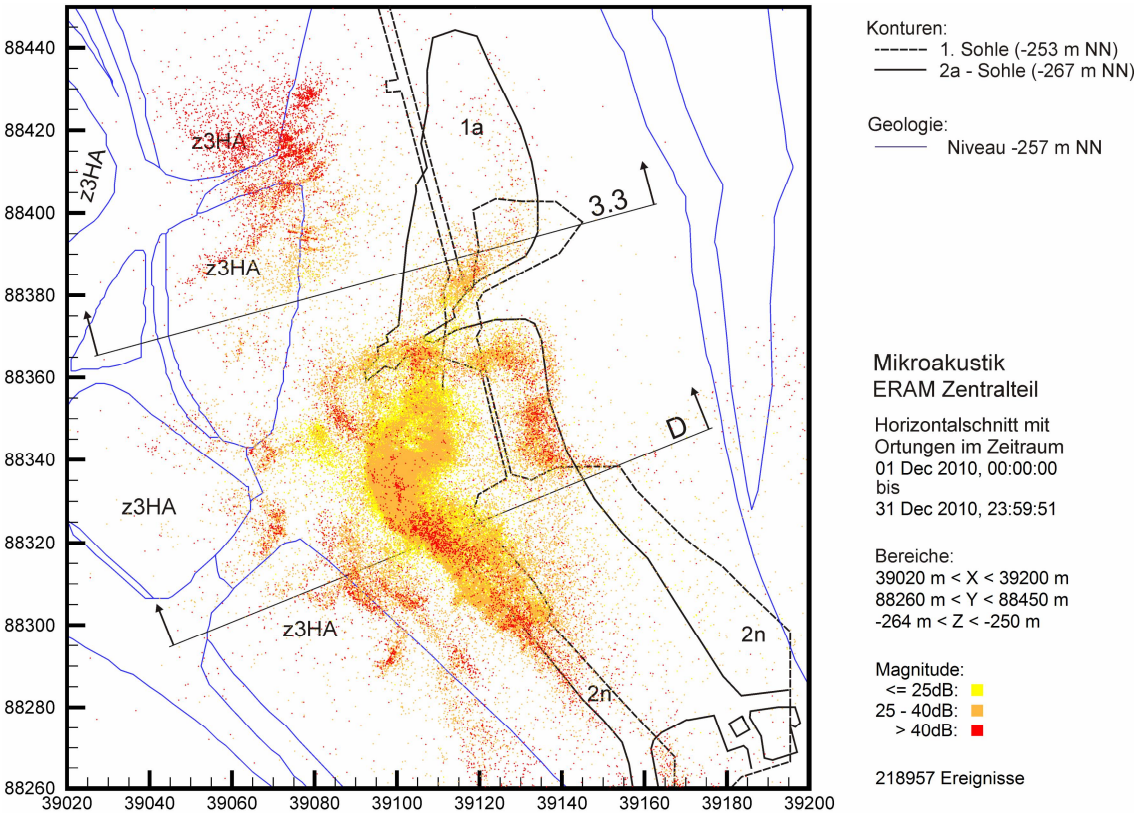


Abbildung 10: Horizontalschnitt (Sohlriss) mit mikroakustischen Ereignissen im Bereich der Abbaue 1a und 2n im Teufenbereich von -264 m NN bis -250 m NN, die im Dezember 2010 geortet wurden.

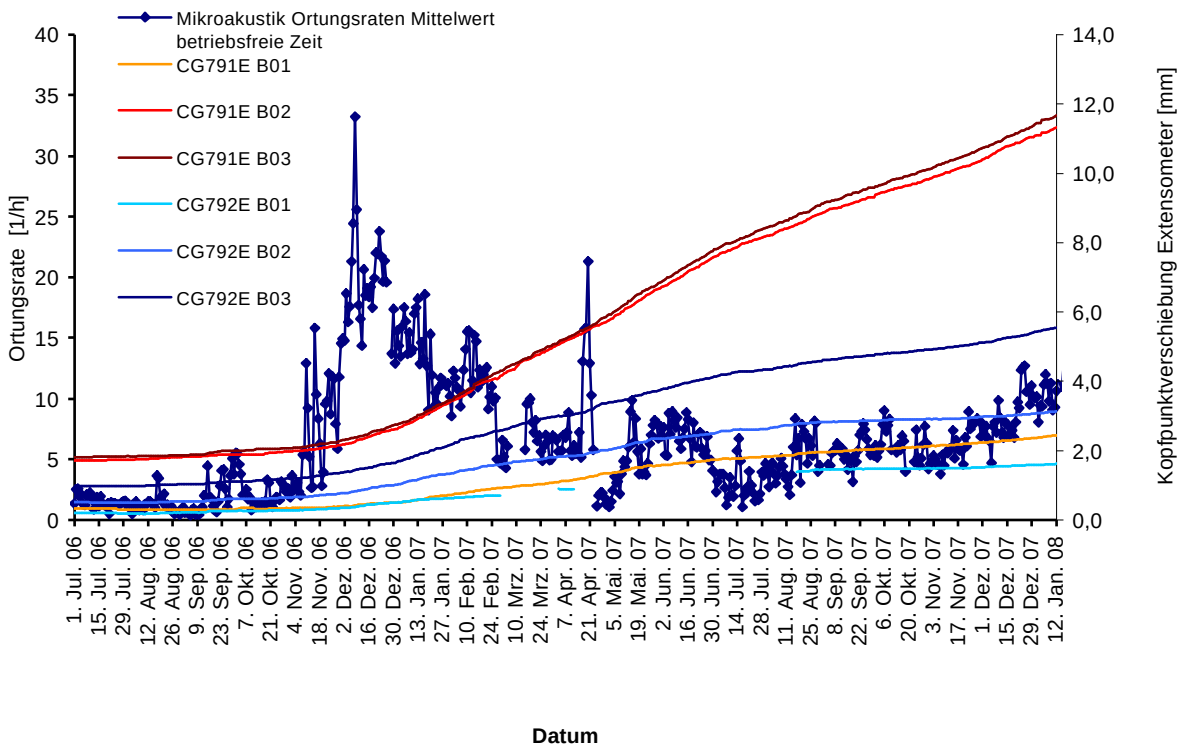


Abbildung 11: Entwicklung der mikroakustischen Ortungsraten (tägliche Mittelwerte für die betriebsfreie Zeit) und der vertikalen Verschiebungen der Extensometerankerpunkte (Kopfpunktverschiebungen) im Bereich der Hangendschwebe des Abbaus 2n auf der 2. Sohle im Zentralteil ERAM vom 01.07.2006 bis 12.01. 2008

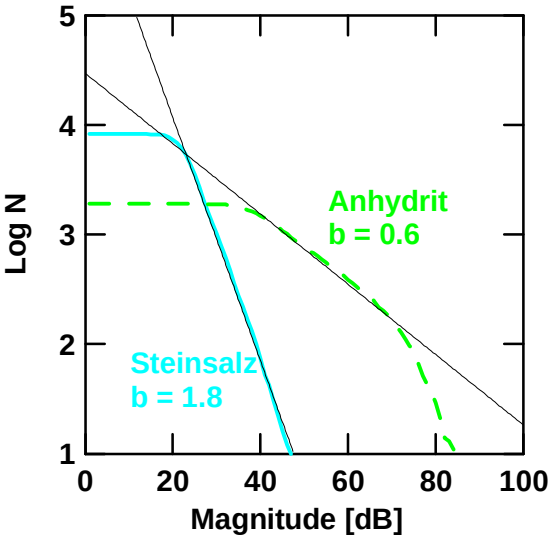


Abbildung 12: Kumulative Häufigkeitsverteilungen der Magnituden mikroakustischer Ereignisse in Gebirgsbereichen, die ausschließlich Steinsalz (z3) oder Hauptanhydrit (z3HA) enthalten. Quelle: SPIES et al. 2002

Weitergehende erfolgreiche Auswertungen der mikroakustischen Daten im ERAM wurden mit der Momentensor- und der Clusteranalyse durchgeführt. Die Momententensoranalyse ist nach Manthei et al. 2007 nur erfolgversprechend für Ereignisse innerhalb des Aufnehmernetzwerks mit guter räumlicher Überdeckung, wenn mindestens 30 klare P- und S-Einsätzen verwendet werden können. Sie fanden ähnliche Mechanismen naheliegender Ereignisse in einem Pfeiler und konnten Regionen unterschiedlicher Spannungszustände unterscheiden. Bei der Mehrheit der Ereignisse ergaben sich Mischbrüche mit einer Scher- und einer Öffnungsbewegung auf der gleichen Rissfläche.

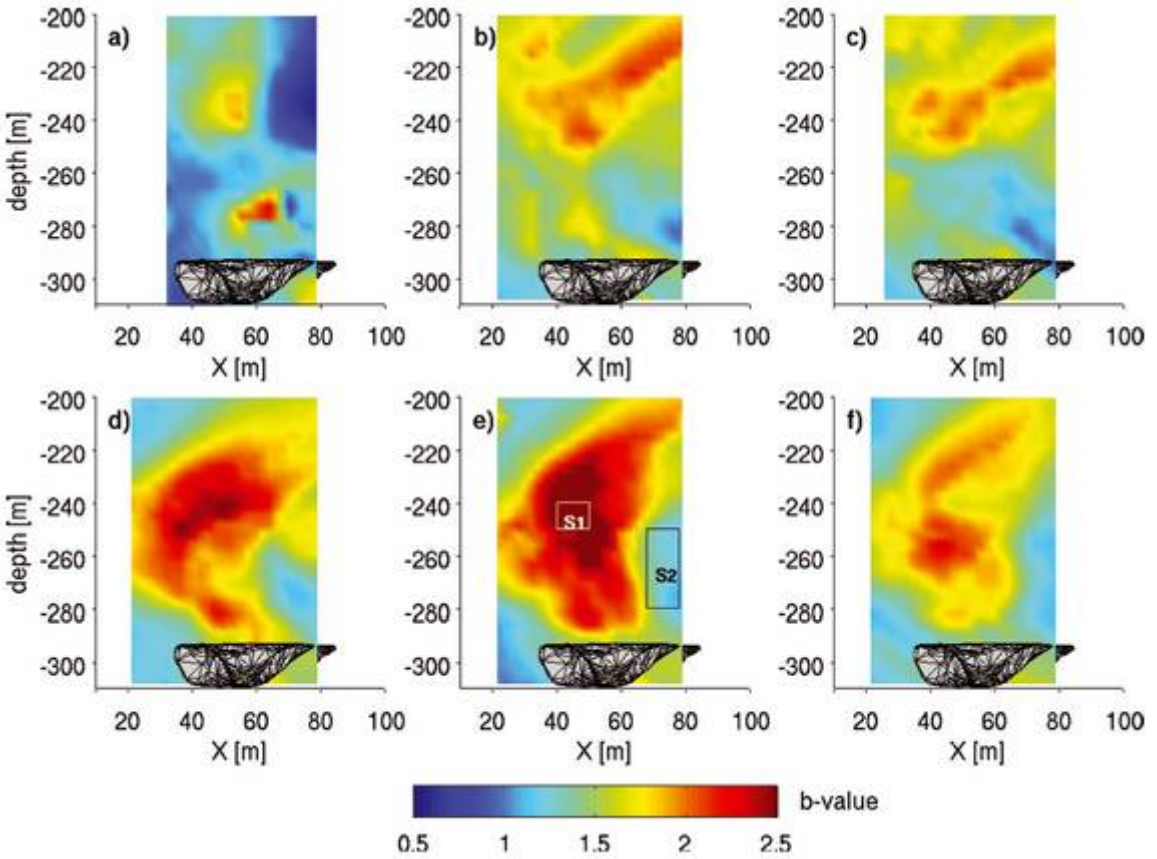
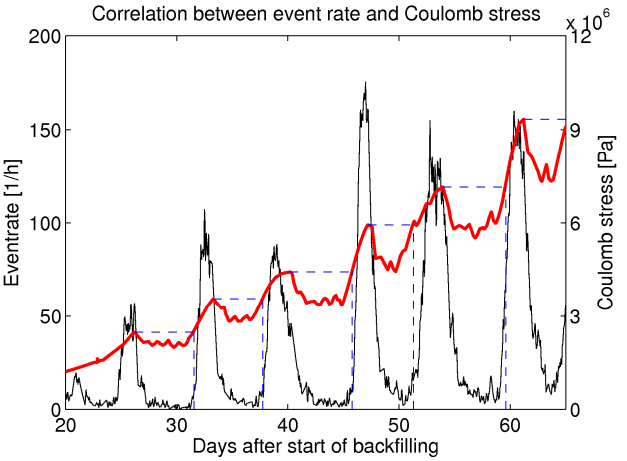


Abbildung 13: Räumliche und zeitliche Variation des b-Wertes in einem Vertikalschnitt über dem Abbau 1an, 3a-Sohle vor (a), während (b, c) und nach (d, e, f) der Verfüllung. Quelle: KÖHLER et al. 2009

Cluster sind räumliche und räumlich-zeitliche Konzentrationen mikroakustischer Emission und kennzeichnen Bereiche, in denen sich die Mikrorissbildung vorübergehend intensiviert oder solche, in denen es zur makroskopischen Bruchbildung kommt. Eisenblätter et al. 2001 entwickelten auf Grundlage der Ergebnisse von Lockner & Byerlee 1995 eine Methode zur systematischen Clusteranalyse als Werkzeug der Interpretation der Mikroakustik. Abbildung 15 zeigt einen ringförmigen Cluster, dessen Lage und Ausrichtung mit der Grenzfläche zwischen Anhydrit und Steinsalz korreliert. Nach der Interpretation von Spies & Eisenblätter 2001, die auf umfangreichen weiteren geotechnischen Untersuchungen basiert, handelt es sich um einen Makroriss, bei dem Veränderungen nur noch im Randbereich vor sich gehen, während im Innern schon größere durchgehende und deshalb mikroakustisch inaktive Rissbereiche vorliegen.

Abbildung 16 zeigt ein auffälliges Muster aus annähernd parallelen Streifen hoher Aktivität. Diese Streifen verlaufen senkrecht zur Längsachse des Abbaus im Abstand von rund 2-3 m voneinander; sie stehen fast senkrecht und weisen Höhen von ca. 5 m und Längen bis 30 m auf. Sie traten knapp ein Jahr nach Abschluss der Verfüllung erstmals auf und sind über drei Jahre später immer noch deutlich sichtbar. Ähnliche Muster wurden auch über anderen Abbauen beobachtet. Ihre Ursache ist bislang unbekannt; aufgrund der Anordnung der Streifen kann ein Zusammenhang mit Dehnungsrissen bei der Setzung des Gebirges nach dem Abschluss der Verfüllung vermutet werden.



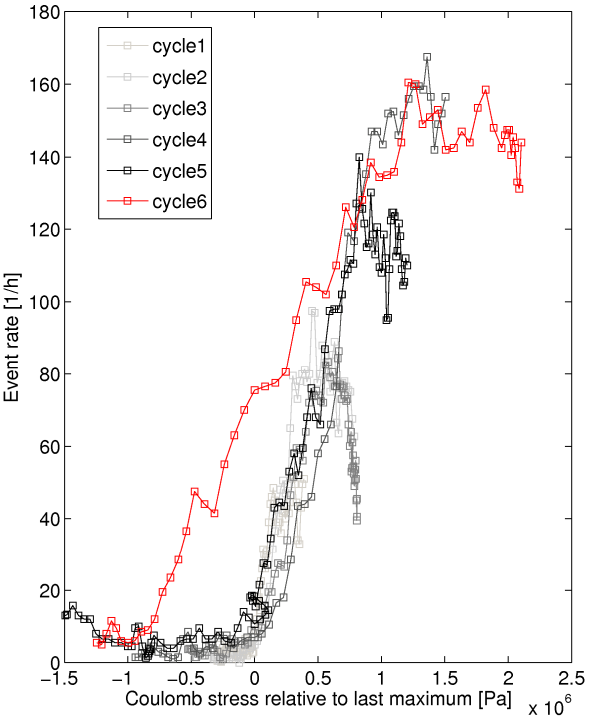


Abbildung 14. Links: Ereignisrate (dicke Kurve) und berechnete Scher-Spannung (Coulomb stress) über dem Abbau 1an, 3a-Sohle. Gestrichelte vertikale Linien markieren Zeitpunkte zu denen die maximale vorige Spannung erreicht wird. Rechts: Ereignisrate in Abhängigkeit von der Spannungszunahme relativ zum vorigen Spannungsmaximum. Quelle: BECKER et al. 2010

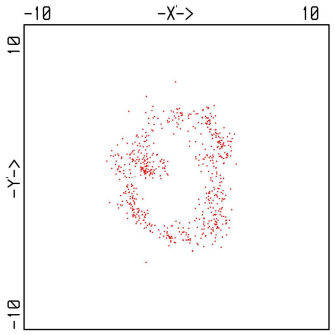


Abbildung 15. Annähernd kreisförmiger Cluster mit ca. 10 m Durchmesser, Blickrichtung senkrecht zur ermittelten Ebene. Quelle: SPIES & EISENBLÄTTER 2001.

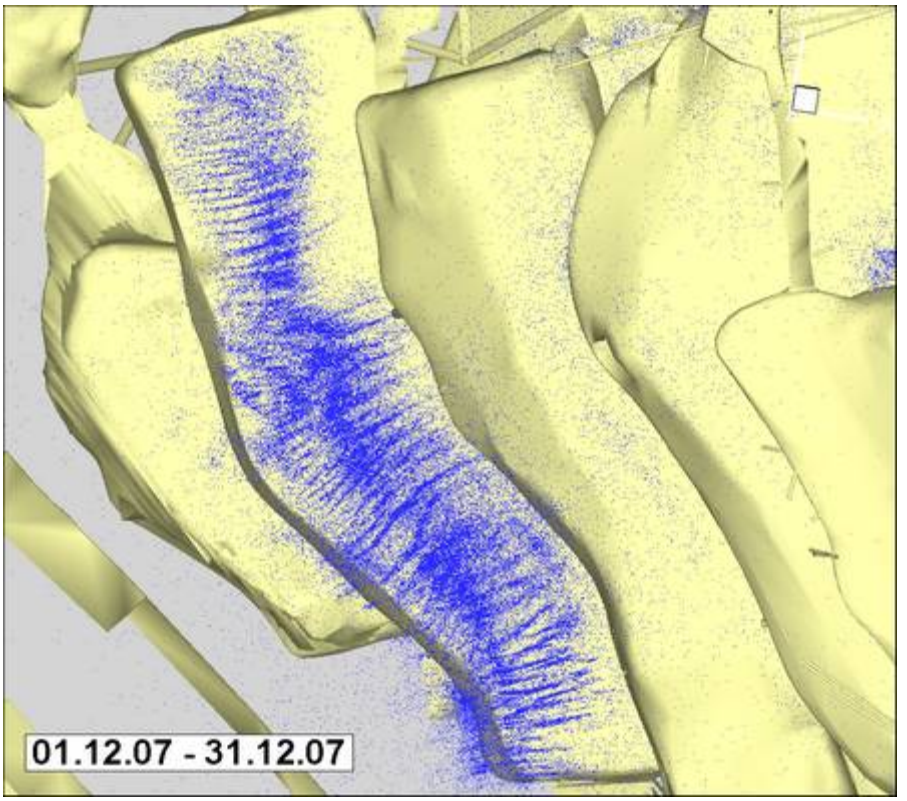


Abbildung 16. Muster aus annähernd parallelen Streifen mikroakustischer Aktivität über der Firste des Abbaus 2n der 3a-Sohle, 15 Monate nach Abschluss der Verfüllung dieses Abbaus. Blickrichtung vertikal nach unten.

Zusammenfassung und Schlussfolgerung

Seit 1994 führt die BGR mikroakustische Dauermessungen im Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben im Salzbergwerk Bartensleben in 3 Gebirgsabschnitten mit linearen Dimensionen von rund 100 bis 200 m durch. Anhand der Erfassung von hochfrequenter seismischer Energie im Frequenzbereich zwischen 1 und 100 kHz kann Mikrorissbildung direkt nachgewiesen und geortet werden.

Die Ergebnisse der mikroakustischen Messungen werden im Zusammenhang mit Ergebnissen anderer geomechanischer Untersuchungsmethoden interpretiert. Seit 2003 werden im ERAM Verfüllmaßnahmen durchgeführt, um eine langfristige Stabilisierung der Hohlräume und eine Aufrechterhaltung der hydraulischen Integrität des Gebirges zu gewährleisten. Dabei kommt es zu zusätzlichen Gebirgsbelastungen, deren räumliche und zeitliche Veränderung detailliert durch die mikroakustischen Messungen beobachtet werden. Derzeit werden anhaltend intensive Mikrorissprozesse hauptsächlich über den Firsten sowie teilweise an den Stößen und in den Pfeilern der Abbaue mit hohen Ortungsraten beobachtet.

Die Ereignisraten und die Steigungen der Magnituden-Häufigkeitsverteilungen (b-Werte) zeigen ausgeprägte räumliche und zeitliche Variationen. Abweichungen der beobachteten Ereignisraten von den nach Spannungsmodellierung zu erwartenden Ereignisraten, die Abnahme von b-Werten und das Auftreten von Mikroriss-Clustern zeigen Veränderungen im Gesteinssystem bis hin zu makroskopischer Rissbildung und Änderungen des Spannungszustands an. Die Messungen belegen die Auflockerung des Steinsalzes im Bereich der Abbaue und lokale Rissbildungen an der Grenze von Steinsalz und Anhydrit.

Die mikroakustische Langzeit-Messungen im ERAM liefern einen sehr großen und einmaligen Datensatz von zurzeit rund 20 × 106 georteten Ereignissen pro Jahr und sie bieten vielfältige Möglichkeiten zur Bewertung von Rissprozessen in einem Salzbergwerk.

Danksagung

Die mikroakustischen Messungen im ERAM werden im Auftrag des Bundesamtes für Strahlenschutz (BfS) durchgeführt. Ich danke dem BfS, insbesondere Dr. Gernot Eilers, sowie der Deutschen Gesellschaft zum Bau und Betrieb von Endlagern für Abfallstoffe mbH (DBE) für die Unterstützung der Arbeiten. Heinz Schmitz betreut die Messanlagen und die umfangreichen Messdaten mit großem Einsatz; ihm danke ich ganz besonders! Dr. Thomas Spies hat die mikroakustischen Messungen im Salzbergwerk wesentlich weiterentwickelt und das Projekt viele Jahre geleitet. Die Messungen sowie die Darstellung und Interpretation der Messungen wurden bzw. werden wesentlich von meinen Kollegen Dietmar Heidrich, Dr. Peter Eichhorn, Katrin Zaton, Dr. Jürgen Hesser, Dieter Böddener, Torsten Tietz, Martin Klingbeil, Herbert Kunz, Hajo Schnier und Detlev Müller unterstützt. Die Gesellschaft für Materialprüfung und Geophysik mbH ist seit 15 Jahren ein verlässlicher Partner bei der Entwicklung der Messanlagen und Auswertesoftware und auch in der wissenschaftlichen Diskussion; hierfür danke ich Dr. Jürgen Eisenblätter, Dr. Joachim Philipp, Prof. Gerd Manthei und Thomas Fischer. In dieser Veröffentlichung werden auch Auswertung und Interpretation der Messdaten von Dr. Dirk Becker, Dr. Nina Köhler, Prof. Torsten Dahm, Dr. Béatrice Cailleau und Prof. Serge Shapiro verwendet.

Literatur

BECKER, D., CAILLEAU, B., DAHM, T., SHAPIRO, S. & KAISER, D. (2010): Stress triggering and stress memory observed from acoustic emission records in a salt mine. Geophysical Journal International, 182, 933-948.

EISENBLÄTTER, J. & MANTHEI, G. (1999): Integritätsnachweis Zentralbereich Bartensleben / Erweiterte Auswertung mikroakustischer Messungen (unveröffentlichter Abschlußbericht).-- Gesellschaft für Materialprüfung und Geophysik mbR (GMuG), 1-78; Ober-Mörlen.

EISENBLÄTTER, J., MANTHEI, G. & SPIES, T. (2001): Charakterisierung von Clustern bei dreidimensionaler Ortung von Schallemissionsquellen. 13. Kolloquium Schallemission, Jena.-- Deutsche Gesellschaft für Zerstörungsfreie Prüfung e.V., Berichtsband 73, 23-38.

FAHLAND, S., EICKEMEIER, R. & SPIES, T. (2005): Bewertung von Gebirgsbeanspruchungen bei Verfüllmaßnahmen im ERAM. 5. Altbergbaukolloquium vom 3. bis 5. November 2005.-- Verlag Glückauf GmbH; TU Clausthal.

KÖHLER, N., SPIES, T. & DAHM, T. (2009): Seismicity patterns and variation of the frequency-magnitude distribution of microcracks in salt. Geophysical Journal International, 179, 489-499.

LOCKNER, D. (1993): The role of acoustic emission in the study of rock fracture. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts, 30, 883-899.

LOCKNER, D. A. & BYERLEE, J. D. (1995): Precursory AE patterns leading to rock fracture. Acoustic Emission/Microseismic Activity in Geologic Structures and Materials V.-- TransTechPublications, V, 45-57; Clausthal-Zellerfeld.

MANTHEI, G. & EISENBLÄTTER, J. (1993): Mikroakustische Messungen im Salzgestein. Kali und Steinsalz, 11, 94-101.

MANTHEI, G. & EISENBLÄTTER, J. (2008): 11 Acoustic Emission in Study of Rock Stability. Acoustic Emission Testing.-- Springer Verlag, 239-310; Berlin Heidelberg.

MANTHEI, G., EISENBLÄTTER, J. & SPIES, T. (2007): Source mechanisms of acoustic emission events between large underground cavities in a salt mine. Advances in acoustic emission: Proceedings of the Sixth International Conference on Acoustic Emission.-- Acoustic Emission Group, Lake Tahoe, Nevada, 288-293.

OHTSU, M. (2008): History and Fundamentals. Acoustic Emission Testing. Basics for research - applications in civil engineering.-- Springer; Berlin.

SPIES, T. & EISENBLÄTTER, J. (2001): Acoustic emission investigation of microcrack generation at geological boundaries. Engineering Geology, 61, 181.

SPIES, T., EISENBLÄTTER, J. & MANTHEI, G. (2002): Neue Entwicklungen in der Mikroakustik am Beispiel von Messungen im Endlager Morsleben. Zeitschrift für Angewandte Geologie, 2/2002, 30-37; Hannover.

SPIES, T., HESSER, J., EISENBLÄTTER, J. & EILERS, G. (2004): Monitoring of the rock mass in the final repository Morsleben: experiences with acoustic emission measurements and conclusions. Proceedings of DisTec 2004, 301-311; Berlin.

YARAMANCI, U. (1991): Hochfrequenz Mikroseismizität im Steinsalz der Asse um den 945-m-Bereich.-- GSF-Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit GmbH, Bericht 32/91; Neuherberg.

Geothermie und Seismizität

Ulrich Wegler, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Fachbereich 4.3 Seismologisches Zentralobservatorium, Kernwaffenteststopp
Geozentrum Hannover, Stilleweg 2, 30655 Hannover
ulrich.wegler@bgr.de

1. Induzierte Seismizität in Deutschland und angrenzenden Gebieten

Durch Bergbau oder anderweitige Nutzung des tiefen Untergrundes kann der Mensch die Spannung im Gestein der oberen Erdkruste verändern. Dies kann z.B. durch Auflaständerungen in Folge von Abbau oder durch Eingriffe in den Fluidhaushalt geschehen. Diese Spannungsänderungen können dazu führen, dass die Scherfestigkeit des Untergrundes an bestimmten Stellen überschritten wird und das Gestein bricht. Dieser Bruchprozess entspricht einem Erdbeben. Bei einer großen Bruchfläche kann sich das Erdbeben durch Erschütterungen an der Erdoberfläche bemerkbar machen. Abbildung 1 zeigt die registrierten Erdbeben in Deutschland der letzten 15 Jahre, wobei zwischen rein tektonischen Erdbeben und vermutlich induzierten Erdbeben unterschieden wird. Hierbei sind die Ursache der tektonischen Erdbeben Spannungen, die durch die Kräfte der Plattentektonik hervorgerufen werden, während bei induzierten Erdbeben durch Menschen verursachte Spannungsänderungen eine Rolle spielen. Von den 11.012 beobachteten Erdbeben der letzten 15 Jahre in Abbildung 1 wurden 6.099 als vermutlich induziert eingestuft. Hierbei spielen insbesondere der Kohlebergbau (Bischoff und andere, 2010), die Kalisalzgewinnung (Ahorner, 1989, Leydecker, 1998a,b, Tittel und andere, 2001) und die Gasförderung (Van Eck und andere, 2006, Dahm und andere, 2007) eine Rolle. Spürbare Erdbeben durch tiefe Geothermie traten in Deutschland und angrenzenden Gebieten bislang in Basel (Häring und andere, 2008, Baisch und andere, 2009), Soultz-sous-Foret (Baisch und Vörös, 2008, Dorbarth und andere, 2009), Landau (Bönnemann und andere, 2010), Insheim und Unterhaching auf. An den Standorten KTB (Zoback und Harjes, 1997, Baisch und andere, 2002), Bad Urach (Stange, 2003, Baisch und andere, 2003), Groß-Schönebeck (Kwiatek und andere, 2010) und Horstberg (Orzol und andere, 2004, Orzol und andere, 2005) wurden Mikro-Erdbeben mit Seismometern nachgewiesen, die jedoch zu keinen spürbaren Erschütterungen geführt haben.

Neben der in Deutschland beobachteten induzierten Seismizität ist aus anderen Gebieten bekannt, dass auch durch das Befüllen großer Wasserreservoire hinter Staudämmen oder durch Schwankungen des Wasserniveaus in denselben induzierte Seismizität ausgelöst werden kann (Narain und Gupta, 1968, Gupta und andere, 1969). Darüber hinaus wurde induzierte Seismizität auch bei der Verpressung flüssiger Abfälle in tiefe Gesteinsschichten beobachtet (Healy und andere, 1968, Nicholson und Wesson, 1990, Ake und andere, 2005).

2. Mechanismus fluid-induzierter Seismizität

Das erste in der Literatur beschriebene Fallbeispiel fluid-induzierter Seismizität fand in den 1960er Jahren in der Nähe von Denver (USA) statt, wo flüssiger Abfall in tiefen Bohrlöchern verpresst wurde (Healy und andere, 1968). Seit dieser Zeit ist bereits bekannt, dass Änderungen im Druck des Porenwassers Erdbeben auslösen können. Das größte Erdbeben, das nach derzeitigem Wissensstand durch das Verpressen flüssiger Abfälle in den tiefen Untergrund menschlich verursacht wurde, fand am 9.8.1967 in der Nähe von Denver statt und hatte eine Magnitude von ca. M=5,5. Hierbei wurden insgesamt 620 Millionen Liter Flüssigkeit verpresst, wobei die mittlere Verpressungsrate 8 l/s und der maximale Bohrlochkopfdruck 72 bar betrugen (Nicholson und Wesson, 1990).

Ein weiteres Feld, bei dem Porendruckänderungen induzierte Seismizität verursachen können, ist das Befüllen von Wasserreservoiren hinter großen Staudämmen. Das größte allgemein anerkannte, durch Staudämme induzierte Erdbeben trat am 10.12.1967 in der Nähe des Koyna-Reservoir in Indien auf (Narain und Gupta, 1968, Gupta und andere, 1969). Bei

Staudämmen treten zusätzlich zur Porendruckänderung auch Änderung der Spannung durch Auflastvariationen auf.

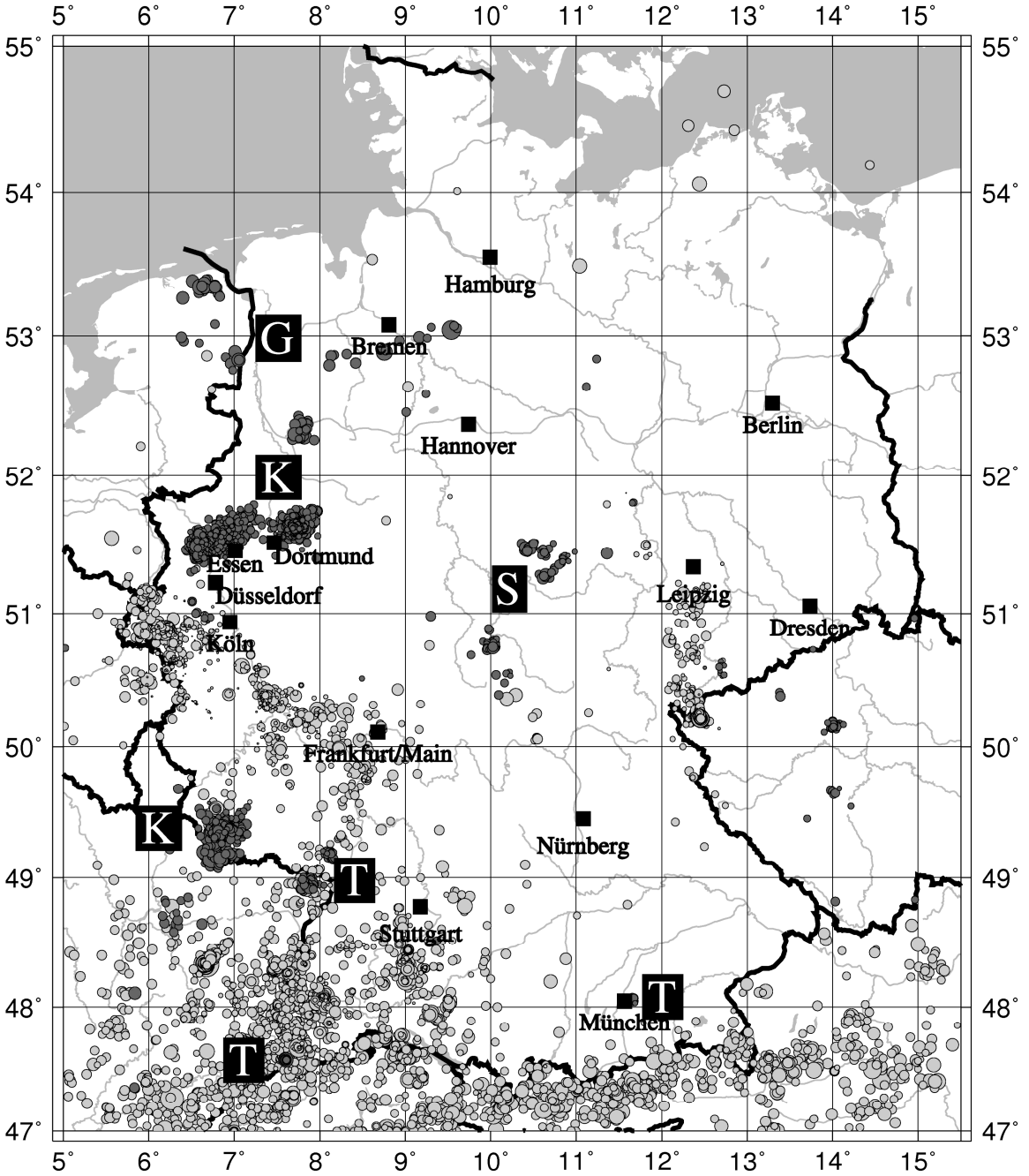


Abbildung 1: Von den staatlichen Erdbebenobservatorien gemeldete Erdbeben in Deutsch-land und benachbarten Regionen im Zeitraum 01.01.1995 – 31.12.2010. Erdbeben mit rein tektonischer Ursache sind hellgrau dargestellt. Erdbeben, bei denen der Verdacht besteht, dass sie durch menschliche Aktivitäten ausgelöst wurden, sind dunkelgrau dargestellt. K = Kohlebergbau, S = Kalisalzbergbau, G = Gasförderung, T = tiefe Geothermie.

Bei der tiefen Geothermie ist zwischen den sogenannten hydraulischen Stimulationen und dem Dauerbetrieb des geothermischen Kraftwerks, der Zirkulation, zu unterscheiden. Wenn die Durchlässigkeit des Untergrundes nicht ausreicht, um ein geothermisches Kraftwerk zu betreiben, wird mit hohem Druck Wasser in das Bohrloch verpresst. Dieser Vorgang wird als hydraulische Stimulation oder als Wasser-Frac-Verfahren bezeichnet. Hierdurch werden

neue Risse im Untergrund erzeugt oder bestehende aufgeweitet. Diese Rissbildungen, die in vielen Fällen erforderlich sind, um ein geothermisches Reservoir zu erzeugen, entsprechen aus geophysikalischer Sicht kleinen Erdbeben.
Während des Dauerbetrieb eines geothermischen Kraftwerks wird im allgemeinen aus einem Bohrloch heißes Wasser entnommen. Nach der Nutzung zur Energiegewinnung oder zum Heizen wird das abgekühlte Wasser in einem zweiten Bohrloch anschließend wieder in den Untergrund verbracht. Auch durch diese Zirkulation können Erdbeben verursacht werden.
Das Gestein der Erdkruste ist nach derzeitigem Wissensstand auf Grund der tektonischen Kräfte fast überall auf der Welt gespannt. Übersteigt die Scherspannung im Untergrund einen kritischen Wert τ_{crit} kommt es zu einem Scherbruch, der unabhängig von der Größe der Bruchfläche als „Erdbeben“ bezeichnet wird. Diese kritische Scherspannung wird auch als Scherfestigkeit bezeichnet. Hierbei treten Brüche insbesondere an bereits vorhandenen Schwächezonen der Erdkruste auf. Nach dem Mohr-Coulomb-Bruchkriterium kann die kritische Scherspannung τ_{crit}, bei der es zu Erdbeben kommt, durch die folgende Gleichung abgeschätzt werden:

$$\tau_{crit} = \mu(\sigma_n - P_f) + \tau_{crit}^0 .$$

Hierbei sind μ der Reibungskoeffizient, σ_n die Normalspannung, die senkrecht auf der potenziellen Bruchfläche liegt, P_f der Druck des Porenwassers und τ_{crit}^0 die kritische Scherspan-nung bei einer Normalspannung von 0, die auch als Kohäsion bezeichnet wird. Das Mohr-Coulomb-Bruchkriterium besagt, dass eine Spannung, die senkrecht auf der möglichen Bruchfläche liegt, dem möglichen Bruchprozess durch verstärkte Reibung entgegenwirkt. Je höher die Normalspannung σ_n ist, desto höher muss die kritische Scherspannung τ_{crit} sein, damit es zum Scherbruch entlang einer Schwächzone kommt. Der Porenwasserdruck P_f wirkt dieser Normalspannung σ_n entgegen. Durch eine Erhöhung des Porendrucks wird die Reibung herabgesetzt und die kritische Scherspannung τ_{crit} sinkt (Abbildung 2). Wenn die tektonische Spannung im Gestein nun schon vorher nahe der Scherfestigkeit lag, kann dieses Herabsetzen dazu führen, dass die Scherspannung im Untergrund die Scherfestigkeit überschreitet und somit ein Erdbeben ausgelöst wird. Bei diesem Vorgang werden bereits im Untergrund vorhandene tektonische Spannungen abgebaut. Die Erdbebentätigkeit hängt somit entscheidend von den hydraulischen Parametern im Gesteinskörper ab, die durch den geothermischen Kraftwerksbetrieb beeinflusst werden können.
Darüber hinaus können auch die Abkühlung des Gesteins sowie chemische Vorgänge im Rahmen der geothermischen Nutzung die Scherfestigkeit verringern.

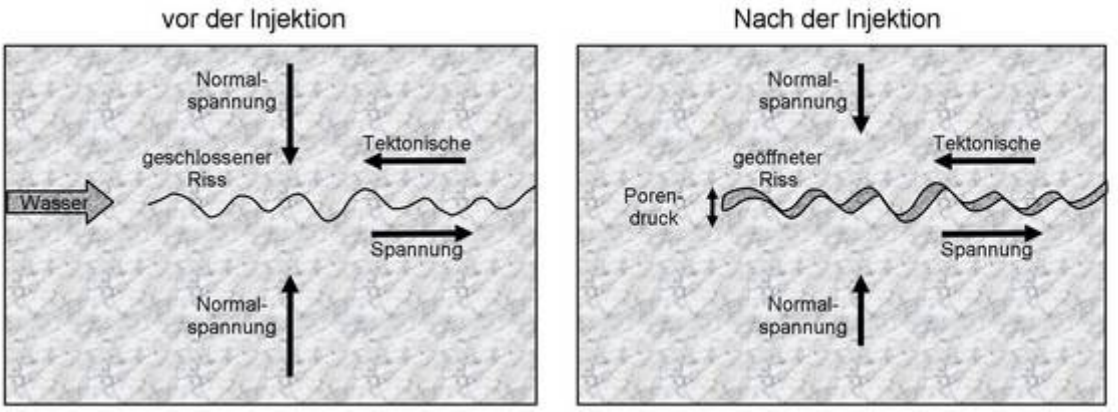


Abbildung 2: Prinzipskizze zur Wirkung einer Fluidverpressung: Vor der Injektion herrscht geringer Porendruck und eine hohe Reibung wirkt der tektonischen Spannung entgegen. Nach der Injektion ist die Reibung durch den erhöhten Porendruck herabgesetzt.

3. Nachwirkung durch langsame Porendruckausbreitung

Das injizierte Wasser breitet sich entlang von existierenden Porenräumen und Kluftzonen im Untergrund unter Umständen nur langsam aus (z.B. durch einen Diffusionsprozess, Talwani und Acree, 1985, Shapiro und andere, 2002). In diesem Fall stellen sich nach einer Änderung der Parameter einer hydraulischen Stimulation oder der hydraulischen Parameter eines Geothermiekraftwerks im Zirkulationsbetrieb die neuen Spannungsverhältnisse im Untergrund auch erst langsam ein, so dass eine Änderung der Seismizität mit einer Verzögerung zu erwarten ist. Die Fluidverpressung in Denver wurde z.B. im Februar 1966 wegen der Erdbebentätigkeit gestoppt, aber im Jahr 1967 traten immer noch drei Erdbeben mit einer Magnitude über 5 auf. Hiervon fand ein Erdbeben im April 1967, eins im August 1967 und eins im November 1967 statt. Erst danach nahm die Seismizität ab (Nicholson und Wesson, 1990). Die Beobachtung, dass größere Ereignisse auch in der Shut-in-Periode einer hydraulischen Stimulation auftreten können, wurde in der Geothermie erstmals in Soultz-sous-Forêts deutlich. Spürbare Ereignisse traten dort bei den hydraulischen Stimulationen der Bohrung GPK2 (einen Tag nach einer abschließenden Testinjektion) und der Bohrung GPK3 wenige Tage nach der Einschlussphase auf (Dorbarth und andere, 2009). In Basel wurde die hydraulische Stimulation am 8. Dezember 2006 wegen zu hoher Erdbebentätigkeit gestoppt. Dennoch traten am 6. Januar 2007, am 16. Januar 2007 und am 2. Februar 2007 jeweils noch ein Erdbeben mit einer Magnitude größer als 3 auf (Baisch und andere, 2009). Diese zeitliche Verzögerung zwischen der Beendigung der Fluidverpressung und dem Ende der Erdbebentätigkeit steht im Gegensatz zu den Erfahrungen im Kohlebergbau, wo die nicht durch Fluide sondern durch Auflaständerung induzierte Seismizität bei einem Förderstopp noch am selben Tag zurückgeht (Bischoff und andere, 2010). Die Verzögerungszeit hängt unter anderem von der Permeabilität des Untergrundes ab und kann nach den bisherigen Erfahrungen von einige Tagen bis zu Monaten, im Extrembeispiel Denver sogar fast zwei Jahre, dauern. Unerwünscht hohe Seismizität lässt sich daher zwar durch Reduktion der Fluidfließrate und des Fluiddruckes verringern, die möglicherweise langsame Fluidausbreitung im Untergrund kann jedoch zu einer zeitlichen Verzögerung zwischen der Änderung der hydraulischen Parameter einer Geothermieanlage und der daraus folgenden Änderung der Erdbebentätigkeit führen. Nach neuesten Forschungsergebnissen lässt sich das Abklingen der Seismizität nach dem Shut-In durch die Omori-Relation approximieren (Langenbruch und Shapiro, 2009a,b), die die Abklingrate der Nachbeben nach tektonischen Erdbeben beschreibt.

4. Chancen und Probleme der Seismizität in geothermischen Reservoiren

Die thermische Leistung eines geothermischen Reservoirs hängt entscheidend von der Temperatur und von der Fließrate des zirkulierten Wassers ab. Um die Leistung durch höhere Temperaturen zu steigern, müssten tiefere und somit teurere Bohrungen abgeteuft werden. Der zweite wichtige Parameter, die Fließrate, ist proportional zur Permeabilität im Reservoir. Bei hydrothermalen Systemen wird Wasser aus tiefen Grundwasserleitern genutzt. Hierbei liegt in vielen Fällen bereits von Natur aus eine hohe Permeabilität des Untergrundes vor.

Bei den petrothermalen Systemen erfolgt die Energiegewinnung aus gering durchlässigen Gesteinen. Die Permeabilität dieser Gesteine kann durch das Wasserfrac-Verfahren erhöht werden. Durch die Injektion von Wasser werden vorhandene mit Porenwasser gefüllte Risse und Klüfte im Gestein aufgeweitet und neue geschaffen. Durch diese Rissbildung erhöht sich die Permeabilität und somit auch die Fließrate und die Leistung im späteren Zirkulationsprozess. Um die Energie aus dem Gestein auf das zirkulierende Wasser zu übertragen, muss eine Mindestgröße für die Wärmeaustauschfläche zwischen Wasser und Gestein vorliegen, die sich aus dem geschaffenen Risssystem ergibt. Um ein geothermisches Reservoir nutzen zu können, ist in vielen Fällen eine hydraulische Stimulation erforderlich. Zum Teil werden auch chemische Stimulationen zur Erhöhung der Permeabilität durchgeführt.

Die bei der Rissbildung abgestrahlte elastische Energie kann mit Hilfe von Seismometern beobachtet werden. Hieraus können wichtige Informationen zur Charakterisierung des

entstandenen Reservoirs gewonnen werden. Durch präzise Lokalisierung der Mikrobeben kann die Größe des seismisch aktiven Volumens festgestellt werden, woraus die Größe des erzeugten geothermischen Reservoirs abgeschätzt werden kann. Darüber hinaus kann in vielen Fällen auch eine raum-zeitliche Entwicklung der Seismizität beobachtet werden, die Auskunft über die Entwicklung des Reservoirs und die hydraulischen Eigenschaften des Untergrundes beinhaltet (Talwani und Acree, 1985, Shapiro und andere, 2002). Aus den Herdmechanismen des Mikroerdbeben können Informationen über den Spannungszustand gewonnen werden.
Neben den positiven Eigenschaften der Reservoirerzeugung und der Reservoircharakterisierung kann die Rissbildung im Untergrund unter Umständen aber auch zu spürbaren Bodenerschütterungen an der Erdoberfläche führen. Nach einem induzierten Erdbeben in Basel (Schweiz) wurde das dortige Geothermieprojekt gestoppt. In Deutschland traten u.a. in der Nähe der Geothermieanlage Landau (Rheinland-Pfalz) spürbare Erdbeben auf, die zu Beunruhigungen in der Bevölkerung und zur Gründung von Bürgerinitiativen gegen tiefe Geothermie führten. Für die Akzeptanz der Energiegewinnung aus tiefer Geothermie ist es entscheidend, wissenschaftlich klar darzulegen, ob die Seismizität auf Mikrobeben begrenzt bleibt oder ob von den seismischen Ereignissen eine Gefahr für Menschen und Gebäude ausgehen könnte. Wünschenswert wäre eine hohe Anzahl von Mikroerdbeben, die zur Reservoirerzeugung und zur Reservoircharakterisierung verwendet werden können, unter gleichzeitigem Ausschluss von Erschütterungen, die an der Erdoberfläche verspürt werden. Nach der Gutenberg-Richter-Relation besteht jedoch ein enger Zusammenhang zwischen schwachen und stärkeren Erdbeben: Je mehr Mikrobeben erzeugt werden, desto höher wird auch die Wahrscheinlichkeit, dass ein spürbares Erdbeben auftritt.

5. Seismische Gefährdung während der drei Phasen der Einrichtung einer geothermischen Anlage

Bei der Analyse der seismischen Gefährdung muss schrittweise vorgegangen werden, wobei insbesondere drei Phasen zu unterscheiden sind: (1) die Bohrphase, (2) die Stimulationsphase und (3) die Zirkulationsphase.
Während der Bohrphase wurden in Deutschland bisher keine Erdbeben induziert und die seismische Gefährdung ist nach bisherigem Wissen daher als gering einzuschätzen, auch wenn man theoretische Fälle konstruieren könnte, bei denen sich durch starke Verluste der Bohrspülung der Porendruck leicht erhöht. Da jedoch die Bohrkosten die größte Investition bei einem Geothermieprojekt sind, sollte sich der jeweilige Betreiber schon vor Bohrbeginn Gedanken zu möglicher induzierter Seismizität während der späteren Stimulation oder Zirkulation machen. Hierzu gehören unter Anderem das Erstellen eines Untergrundmodells inklusive der relevanten Störungszonen in der Nähe der geplanten Bohrungen und Informationen zum lokalen Spannungsfeld. Sinnvoll können auch hydromechanische Modellierungen der zu erwarteten Spannungsänderungen durch die hydraulische Stimulation im Umfeld der Bohrung und an nahegelegenen Störungen sein (Baisch und andere, 2009, 2010). Bei der Modellierung des Dauerbetriebs sind weiterhin chemische und thermische Prozesse zu berücksichtigen (THMC-Modellierung), die Einfluss auf eine mögliche Seismizität haben können. Insgesamt ist aber zu erwarten, dass vor der Bohrung noch keine ausreichenden Informationen zu einer detaillierten seismischen Gefährdungsanalyse vorliegen.
Während der hydraulischen Stimulation ist die seismische Gefährdung nach bisherigen Erkenntnissen am größten. Hierbei werden ja sogar bewusst Mikroerdbeben erzeugt, um die Permeabilität des Untergrundes zu erhöhen. Zu diesem Zeitpunkt stehen bereits detaillierte Daten aus der Bohrung zur Verfügung. Sobald induzierte Seismizität auftritt, kann diese ebenfalls zu einer besser fundierten seismischen Gefährdungsanalyse herangezogen werden. Üblicherweise wird die Seismiziät während der Stimulation durch ein Reaktionsschema begrenzt. Dieses legt Grenzwerte für die Seismizität fest, bei deren Überschreiten vorher festgelegte Handlungen ausgeführt werden müssen (Bommer und andere, 2006, Häring und andere, 2008). Hierzu ist ein seismisches Monitoring mit einer schnellen

(Echtzeit-) Auswertung erforderlich, um das mögliche Überschreiten bestimmter Grenzwerte ohne Verzögerung festzustellen.
In der dritten Phase, der Zirkulation im Dauerbetrieb, können die Informationen zu induzierter Seismizität während der Stimulation als wichtige Zusatzinformation zur Abschätzung der seismischen Gefährdung mit verwandt werden.
Bei dieser Schritt-für-Schritt-Vorgehensweise wird also in jeder Phase die seismische Gefährdung neu eingeschätzt, wobei die jeweils neu gewonnenen Informationen der vorherigen Phase mit berücksichtigt werden.

6. Maßnahmen zur Begrenzung der Seismizität

6.1 Mikroseismisches Monitoring

Das mikroseismische Monitoring soll die folgenden Zwecke erfüllen:
(1) Die Beobachtung nicht spürbarer Mikroerdbeben. Da nach der Gutenberg-Richter-Beziehung ein enger Zusammenhang zwischen dem (häufigen) Auftreten nicht spürbarer Mikrobeben und den (seltenen) spürbaren Erdbeben besteht, kann an Hand der bereits beobachteten Häufigkeit der Mikrobeben eine Aussage zur Wahrscheinlichkeit zukünftiger spürbarer Erdbeben getroffen werden. Hierzu ist es notwendig, alle Mikroerdbeben ab einer Magnitudenschwelle deutlich unterhalb der Spürbarkeit vollständig zu erfassen. Um diese Vollständigkeit an unruhigen Standorten im Stadtgebiet zu erreichen, kann es unter Umständen notwendig sein, Bohrlochseismometer einzusetzen.
(2) Feststellen, ob Grenzwerte des Reaktionsschemas überschritten wurden. Im Reaktionsschema (siehe unten) wird festgelegt, wie beim Überschreiten bestimmte Grenzwerte zu reagieren ist. So könnte im Reaktionsschema für eine hydraulische Stimulation festgelegt worden sein, dass beim Auftreten eines Erdbebens der Magnitude 2 die Stimulation sofort zu stoppen ist. Hierzu ist in den meisten Fällen eine schnelle Auswertung, also eine Echtzeitanbindung, des seismischen Monitoringnetzes notwendig. Ein hinreichend hoher Dynamikumfang des Messsystems sorgt dafür, dass die festgelegten Grenzwerte bei stärkeren Bodenerschütterungen ohne Übersteuerung gemessen werden können und gleichzeitig, wie unter (1) gefordert, auch die Mikrobeben erfasst werden.
(3) Die Unterscheidung tektonischer und induzierter Erdbeben. Wenn sich das geothermische Reservoir in einem Gebiet befindet, in dem auch natürliche Seismizität auftreten kann (z.B. Oberrheingraben), ist eine sehr genaue Lokalisierung des Erdbebenherdes notwendig. Liegen das Epizentrum und die Tiefe des Erdbebens in der Nähe der Landepunkte der Förder- oder Reinjektionsbohrung, ist dies ein starker Hinweis auf ein induziertes Erdbeben. Zur präzisen Lokalisierung, insbesondere der Tiefenbestimmung, ist ein genaues Geschwindigkeitsmodell des Untergrundes sowohl für P- als auch für S-Wellen erforderlich. Dieses kann z.B. durch „Vertical Seismic Profiling“ (VSP-Messungen) erstellt werden. Darüber hinaus ist es im Allgemeinen für ein einzelnes Erdbeben schwierig, eine Unterscheidung zwischen menschlicher und tektonischer Ursache zu treffen. Zur Unterscheidung ist daher auch die Messung von Mikrobeben hilfreich, um dann ein ganzes Erdbeben-Cluster gemeinsam als induziert einzustufen (Abbildung 3, Bönnemann und andere, 2010)
(4) Schelle Information der Öffentlichkeit und des zuständigen Bergamtes. Tritt ein spürbares Erdbeben auf, sollte die Öffentlichkeit schnell über Lage und Stärke informiert werden. Hierzu ist ebenfalls eine schnelle Auswertung, also eine Echtzeitanbindung notwendig.
(5) Austausch seismologischer Messdaten mit dem zuständigen Bergamt und/oder dem Landeserdbebendienst. Hierzu sollten abgestimmte, standardisierte seismische Datenformate verwendet werden. Bei benachbarten Konzessionen bietet sich auch ein Datenaustausch zwischen nahegelegenen Überwachungsnetzen an.

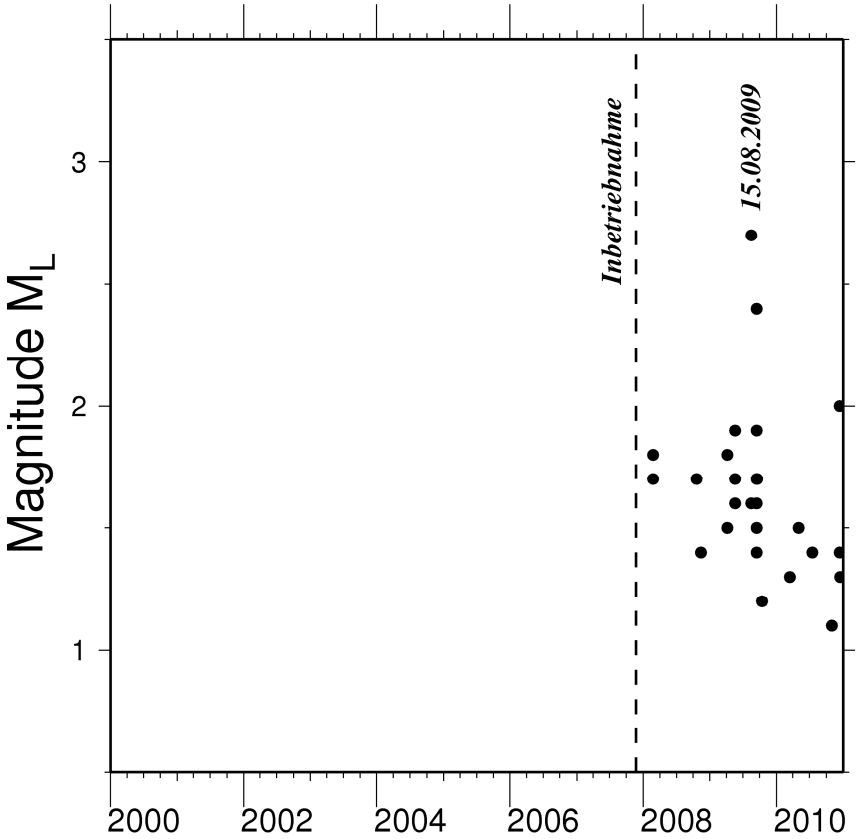


Abbildung 3: Modifiziert nach Bönnemann und anderen (2010): Von den staatlichen Erdbebenobservatorien in Deutschland beobachtete Seismizität im Bereich um Landau für den Zeitraum 01.01.2000 – 31.12.2010. Für jedes Erdbeben markiert die Lage eines schwarzen Punkts den Zeitpunkt des Auftretens und die dazugehörige Lokalmagnitude ML als Maß für die Stärke. Der Zeitpunkt der Inbetriebnahme des Geothermiekraftwerks Landau am 21.11.2007 ist als gestrichelte Linie markiert. Das stärkste der dargestellten Erdbeben trat am 15.08.2009 auf. Das Erdbeben-Cluster wurde von Bönnemann und anderen (2010) in seiner Gesamtheit als induziert eingestuft .

6.2 Probabilistische Gefährdungsanalyse

Eine anerkannte und standardmäßig durchgeführte Methode, um die Gefährdung durch natürliche tektonische Erdbeben zu berechnen, ist die probabilistische seismische Gefährdungsanalyse. Die Grundannahme hierbei ist, dass sich die tektonischen Kräfte im menschlichen Maßstab nicht ändern und daher als zeitlich konstant angesehen werden können. Das Ergebnis ist daher eine zeitunabhängige seismische Gefährdung, die z.B. die Grundlage zur Einteilung Deutschlands in Erdbebenzonen in der DIN 4149 ist.

Die Methode lässt sich nur zum Teil auf die induzierte Seismizität bei tiefer Geothermie übertragen, da die induzierte Seismizität klar von der menschlichen Aktivität, insbesondere von den hydraulischen Parametern der Injektion, abhängt und somit zeitabhängig ist. In erster Näherung kann jedoch in vielen Fällen angenommen werden, dass bei konstanten hydraulischen Parametern auch eine konstante Seismizitätsrate verursacht wird (Shapiro und andere, 2007, Shapiro und Dinske, 2009).

Tritt also Seismizität im Dauerbetrieb einer geothermischen Anlage auf, scheint eine probabilistische seismische Gefährdungsanalyse das richtige Mittel zu sein, um quantitative Aussagen zur seismischen Gefährdung zu machen. Hierbei wird die Überschreitenswahrscheinlichkeit für bestimmte Stärken der Erdbebenwirkung berechnet. Als übliche Stärkemaße für die Bodenerschütterung kommen hier die seismische Intensität, die maximale Bodenbeschleunigung oder die maximale Bodengeschwindigkeit in Frage. Da die induzierten Erdbeben im allgemeinen nur schwach sind, kann nur in den wenigsten Fällen eine makro-

seismische Analyse mit Fragebögen durchgeführt werden. Somit scheidet die Intensität als mögliches Stärkemaß auf Grund der schlechten Datenlage aus. Die maximale Bodenschwinggeschindigkeit hat gegenüber der maximalen Bodenbeschleunigung den Vorteil, dass sie auch in der DIN4150 verwendet wird.
Mit Hilfe der bereits gemessenen Seismizität, einer Magnituden-Häufigkeits-Relation (z.B. Gutenberg-Richter), einer Abklingrelation mit der Entfernung zum Erdbebenherd und unter der Annahme, dass die Seismizitätsrate zeitunabhängig ist, lassen sich dann Aussagen der folgenden Art treffen: „Die Überschreitenswahrscheinlichkeit für eine maximale Bodenschwinggeschwindigkeit von 5 mm/s in den nächsten 50 Jahren (Betriebszeit der Geothermieanlage) liegt bei 5 %."
Neben der Annahme der Zeitunabhängigkeit ist auch die Annahme einer bestimmten Magnituden-Häufigkeits-Relation problematisch. In vielen Fällen gilt die Gutenberg-Richter-Beziehung nur bis zu einer gewissen Maximalmagnitude, die aus physikalischen Gründen nicht überschritten werden kann. Die Annahme einer großen Maximalmagnitude würde dann zu einer konservativen Abschätzung der seismischen Gefährdung führen. Alternativ könnte die Maximalmagnitude auch durch die Fläche der seismisch aktiven Zone abgeschätzt werden.
Während einer hydraulischen Stimulation wäre es ebenfalls wünschenswert, eine seismische Gefährdungsanalyse durchzuführen. Hierzu müsste aber bei laufender Stimulation die Seismizität genau ausgewertet werden, um dann daraus während des laufenden Prozesses die Gefährdung zu berechnen. Auf Grund der notwendigen kurzen Reaktionszeit ist diese Aufgabe noch anspruchsvoller als die Berechnung für den Dauerbetrieb.

6.3 Reservoirmodellierung

Numerische Reservoirmodellierungen können helfen, eine mögliche Zeitabhängigkeit der seismischen Gefährdung abzuschätzen. Hierbei sollte die durch das Geothermiereservoir verursachte hydraulische und mechanische Spannungsänderung modelliert werden (Baisch und andere, 2009, 2010). Im Falle des Dauerbetriebs spielen unter Umständen auch die thermische Kontraktion und chemische Prozesse eine Rolle bei der Erzeugung induzierter Erdbeben.
Voraussetzung zur Modellierung ist die Erstellung eines detaillierten Modells des geothermischen Reservoirs und seiner Umgebung inklusive der Störungszonen. Es sollte abgeschätzt werden, nach welchem Zeitraum ein Gleichgewichtszustand erreicht wird, in dem keine weitere Druckausbreitung/Reservoirausdehnung mehr auftritt. Die Auswirkungen von Spannungsänderungen an den maßgeblichen Störungen im näheren Umfeld des geothermischen Reservoirs nach langjährigem Zirkulationsbetrieb und damit verbundene mögliche getriggerte Erdbeben sollten ebenfalls untersucht werden. Darüber hinaus kann auch die Auswirkung einer Änderung der Betriebsparameter auf die Seismizität modelliert werden.

6.4. Reaktionsschema

Zur Erstellung eines Reaktionsschema (Bommer und andere, 2006, Häring und andere, 2008) benötigt man (1) messbare Beobachtungen, die Auskunft über die aktuelle seismische Gefährdung geben, (2) vorher festgelegte Grenzwerte und (3) vorher festgelegte Maßnahmen, die beim Überschreiten der Grenzwerte durchgeführt werden müssen. Idealer Weise würde als messbare Beobachtung das Ergebnis der seismischen Gefährdungsanalyse verwendet werden. Der Grenzwert ist dann die noch zulässige seismische Gefährdung und eine Maßnahme bei inakzeptabel hoher seismischer Gefährdung könnte z.B. eine Reduktion des Reinjektionsdrucks sein.
In vielen Fällen liegt aber noch keine detaillierte seismische Gefährdungsanalyse vor. Insbesondere im Falle hydraulischer Stimulationen erscheint es auch bei laufender Stimulation schwierig, im Echtzeitbetrieb detaillierte Rechnungen zur Gefährdungsanalyse durchzuführen und diese z.B. stündlich zu aktualisieren. Daher wird in bisher üblichen Reaktionsschemata das Auftreten von Mikroseismizität als grobe Approximation für die seismische Gefährdung verwendet. Der dahinterstehende Grundgedanke ist, dass nach der

Gutenberg-Richter-Relation die Auftretenswahrscheinlichkeiten kleiner Mikrobeben mit der Auftretenswahrscheinlichkeit spürbarer Erdbeben verbunden ist. Mit hoher Wahrscheinlichkeit kündigen sich spürbare Erdbeben daher durch vermehrte Mikrobebentätigkeit an. Als Maß für die seismische Gefährdung könnten die Magnituden der auftretenden Mikroerdbeben, die an der Oberfläche beobachtete maximale Bodenschwinggeschwindigkeit oder die Reaktion der Bevölkerung beobachtet werden (Häring und andere, 2008).
Als Grenzwert kommt Folgendes in Frage: Es darf keine spürbaren Erdbeben geben, es darf keine Schäden durch Erdbeben geben oder es darf kein Gemeinschaden verursacht werden. Diese Festlegung von akzeptablen Bodenerschütterungen durch tiefe Geothermie ist jedoch im Wesentlichen auch eine juristische und eine politische Fragestellung. Als Anhaltspunkt können die folgenden Grenzwerte dienen: Ab einer Bodenschwinggeschwindigkeit von ca. 1 mm/s wird das Erdbeben von der Bevölkerung verspürt. In DIN 4150-3 sind Anhaltswerte für die Bodengeschwindigkeit gegeben, unterhalb derer selbst „kleinere Gebäudeschäden kaum wahrscheinlich sind“. Für die empfindlichste Gebäudeklasse nach DIN 4150 ist dieser Anhaltswert mit 3 mm/s für Fundamentfrequenzen im Bereich zwischen 1 Hz und 10 Hz angegeben (s. Tabelle 1, DIN 4150-3). Für die übrigen Gebäudeklassen ist dieser auf 5 mm/s festgelegt. Diese eher konservativen und vorsichtigen Anhaltswerte haben sich in Deutschland als Grenzwerte etabliert. Falls diese nicht überschritten werden, ist davon auszugehen, dass beobachtete Schäden nicht durch Erschütterungen verursacht wurden. Werden diese Anhaltswerte nach Tabelle 1 der DIN eingehalten, „so treten Schäden im Sinne einer Verminderung des Gebrauchswertes, deren Ursachen auf die Erschütterungen zurückzuführen wären, nach den bisherigen Erfahrungen nicht auf“ (Zitat DIN 4150-3, Seite 3).
Die Handlungsanweisungen werden in vielen Fällen in ein sogenanntes „Ampelsystem“ gefasst. Hierbei kann „grün“ bedeuten, dass bei einer hydraulischen Stimulation wie geplant Wasser verpresst wird oder dass man sich im Falle des Dauerbetriebs im Normalzustand befindet. Beim Überschreiten eines gewissen Grenzwertes gerät man dann in einen „gelben“ Bereich, der mindestens erhöhte Aufmerksamkeit bedeutet. Eventuell können bereits bei „gelb“ Gegenmaßnahmen wie eine Reduktion des Injektionsdruck eingeleitet werden. „Rot“ bedeutet im allgemeinen die Beendigung der hydraulischen Stimulation bzw. die Unterbrechung des Zirkulationsbetriebs.
Bei den bisher verwendeten Reaktionsschemen basiert die Abschätzung der seismischen Gefährdung ausschließlich auf der vergangenen Seismizität. Dies widerspricht der in Abschnitt 3 erwähnten Nachwirkung durch die langsame Porendruckausbreitung. So war in Basel die Ampel schon auf „rot“ geschaltet und die hydraulische Stimulation bereits gestoppt, aber die unerwünschte Seismizität trat noch bis zu 2 Monate später auf. Dieses Phänomen sollte bei der Festlegung von Grenzwerten unbedingt berücksichtigt werden, wobei abgeschätzt werden muss, wie viele Erdbeben noch nach dem Stimulationstopp zu erwarten sind.

6.5. Immissionsnetz nach DIN 4150 und seismische Intensität

Um die Auswirkungen induzierter Erdbeben an der Erdoberfläche zu messen, sollten Immissionsnetze nach DIN 4150 zur Messung der maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit installiert werden und eine Möglichkeit zur Bestimmung der seismischen Intensität (Grünthal, 1998) mit Hilfe makroseismischer Fragebögen gegeben sein.
In der DIN 4150 wird ein Zusammenhang zwischen Gebäudeschäden und maximalen Bodenschwinggeschwindigkeiten hergestellt. Bei direkter Messung der maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit kann neutral und unabhängig festgestellt werden, ob ein beobachteter Schaden durch ein aufgetretenes Erdbeben verursacht sein könnte. Dies ermöglicht die schnelle Regulierung möglicher Schadensfälle, falls trotz Vorsichtsmaßnahmen doch ein stärkeres Erdbeben aufgetreten ist. Es bietet sich an, das Immissionsnetz so zu konfigurieren, dass es mit dem mikroseismischen Monitoringnetz kompatibel ist. Bei stärkeren Erdbeben können dann zusätzlich auch die Daten des Immissionsnetzes zur Lokalisierung und Magnitudenbestimmung herangezogen werden. Umgekehrt erfüllen viele moderne, an der Erdoberfläche installierte Seismometer mit hohem Dynamikumfang auch

die Anforderungen nach der DIN 4150. Diese Messstationen des mikroseismischen Netzwerks können dann ebenfalls zur Bestimmung der Bodenschwinggeschwindigkeit im relevanten Frequenzbereich verwendet werden. Nach der DIN 4150 sollte die Bodenschwinggeschwindigkeit jedoch im Gebäude gemessen werden, so dass die Stationen des Immissionsnetzes dort installiert werden. Diese Standortwahl steht im Unterschied zum mikroseismischen Monitoring, wo ruhige Standorte oder gar Bohrlochinstallationen bevorzugen werden.
Ein Problem bei der Messung nach der DIN 4150 liegt darin, dass eine Interpolation zwischen den Messwerten nicht vorgesehen ist. Der gemessene Bodenschwinggeschwindigkeitswert gilt also nur für das Gebäude, in dem gemessen wurde. Auf Grund des großen Bereichs, in dem durch induzierte Erdbeben hervorgerufene Bodenerschütterungen auftreten können, kann in der Praxis jedoch nicht jedes möglicherweise betroffene Gebäude mit einem Seismometer ausgestattet werden. Hierdurch bleibt eine Unsicherheit, insbesondere da bekannt ist, dass lokale dreidimensionale Strukturen in der Erde zu Fokussierungen und Defokussierungen führen, die wiederum kleinräumige Fluktuationen der maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit an der Erdoberfläche verursachen können. Darüber hinaus können auch der lokale Untergrund sowie die Abstrahlcharakteristik des Erdbebens zu lokalen begrenzten Überhöhungen oder Erniedrigungen der maximalen Bodenschwinggeschwindigkeit an der Erdoberfläche führen.

6.6. Öffentlichkeitsarbeit

Neben den eigentlichen Maßnahmen zur Begrenzung der Seismizität ist auch eine aktive Öffentlichkeitsarbeit hilfreich, das Vertrauen der Bevölkerung herzustellen und zu erhalten. Im Rahmen des von der BGR durchgeführten GeneSys-Projekts (Kehrer und andere, 2007) führt die BGR regelmäßige Informationsveranstaltungen zu den geplanten Arbeiten an der tiefen Geothermiebohrung in Hannover durch. Darüber hinaus werden von der BGR in Quasi-Echtzeit seismologische Monitoringdaten im Internet veröffentlicht (Abbildung 4).

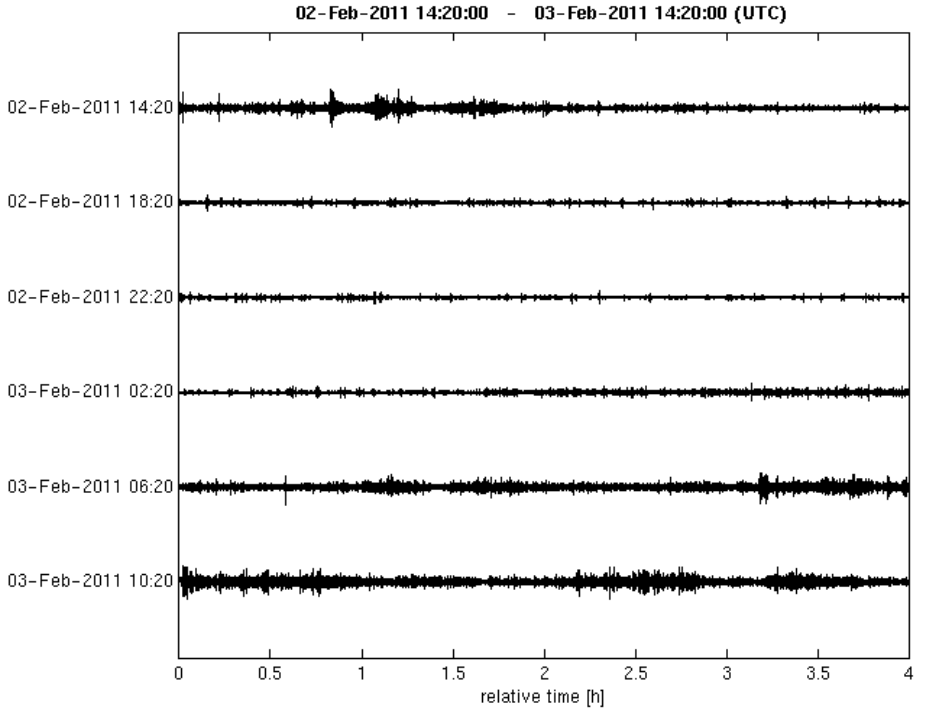


Abbildung 4: 24-Stunden-Darstellung der gemessenen Bodenschwinggeschindigkeit an der Station HAN0, die wenige 100 m von der 3900 m tiefen GeneSys-Bohrung GT1 in Hannover installiert ist. Die Darstellungen werden auf der Internetseite des Projekts veröffentlicht und automatisch alle 10 Minuten aktualisiert.

7. Arbeitsgruppen und Forschungsaktivitäten

7.1. MAGS-Forschungsvorhaben

Der Forschungsverbund MAGS (Konzepte zur Begrenzung der mikroseismischen Aktivität bei der energetischen Nutzung geothermischer Systeme im tiefen Untergrund) gründete sich als Reaktion auf das Erdbeben von Landau. Das Forschungsprojekt wird seit dem 1.5.2010 für eine Dauer von drei Jahren vom Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) gefördert. Im Rahmen des Verbundes soll die Seismizität an verschiedenen deutschen Geothermiekraftwerken gemessen und charakterisiert werden. Die seismische Gefährdung soll berechnet und mit der Gefährdung durch natürliche Erdbeben verglichen werden. Des Weiteren sollen Strategien zur Vermeidung spürbarer Seismizität bei hydraulischen Stimulationen und im Zirkulationsbetrieb geothermischer Kraftwerke entwickelt werden. Schließlich soll das Verbundprojekt zu einem verbesserten Prozessverständnis zum Entstehen fluidinduzierter Erdbeben beitragen. Der Forschungsverbund MAGS wird von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover koordiniert (Ansprechpartner: U. Wegler). Neben der BGR sind das Karlsruher Institut für Technologie, die Ludwig-Maximilians-Universität München, die Freie Universität Berlin sowie die Technische Universität Clausthal beteiligt.

7.2. GEISER-Forschungsvorhaben

Ein zweites Forschungsprojekt ist das GEISER-Projekt (Geothermal Engineering Integrating Mitigation of Induced SEismicity in Reservoirs). Es wird von der Europäischen Kommission mitfinanziert und hat das Ziel, zum Verständnis des Prozesses beizutragen aber auch Vermeidungsstrategien zu entwickeln. Das Deutsche GeoForschungsZentrum (GFZ) in Potsdam koordiniert das Projekt, das im Januar 2010 begann und für dreieinhalb Jahre gefördert wird (Ansprechpartner: D. Bruhn). Die 12 weiteren Partner aus Industrie, Wissenschaft und öffentlichem Dienst kommen aus 6 verschiedenen europäischen Ländern. Zudem ist über ein Partnerprojekt in den USA die Integration von amerikanischen Partnern in die Projektarbeiten gelungen. Schwerpunkte des Projekts sind die Analyse seismischer Daten induzierter Ereignisse, geomechanische Modellierungen der Prozesse, Gefährdungsanalysen (sowohl probabilistisch als auch deterministisch) sowie Vermeidungsstrategien. Für die Analyse werden Datensätze von verschiedenen europäischen Ereignissen sowie aus den USA genutzt. Zudem sollen Messungen bei den Fördertests im Bohrprojekt Campi Flegrei in Süditalien durchgeführt werden.

7.3. AG Induzierte Seismizität

Das Forschungskollegium Physik des Erdkörpers e.V. (FKPE) hat eine Arbeitsgruppe "Induzierte Seismizität" eingerichtet, die sich mit induzierten Erdbeben bei Geothermie, CO2-Speicherung, Erdgasförderung/Gasspeicherung und beim Bergbau beschäftigt. Die drei Hauptziele der Arbeitsgruppe sind: (1) Standards zur Instrumentierung seismischer Überwachungsnetze zu formulieren, (2) Methoden zur Unterscheidung natürlicher und induzierter Seismizität zu erarbeiten sowie (3) Gutachtenanforderungen bei der seismischen Gefährdungsanalyse zu induzierten Erdbeben zu formulieren und zu etablieren. Sprecher der Arbeitgruppe ist M. Joswig vom Institut für Geophysik der Universität Stuttgart.

8. Literaturverzeichnis

Ahorner, L., Seismologische Untersuchung des Gebirgsschlags am 13. März 1989 bei Völkershausen (DDR) im Kalibergbaugebiet an der Werra, Kali und Steinsalz, Band 10, Heft 4/4, Seiten 110-116,1989.

Ake, J., Mahrer, K., O'Connel, D., Block, L., Deep-Injection and Closely Monitored Induced Seismicity at Paradox Valley, Colorado, Bull., Seism. Soc., Am., Band 95, Heft 2, Seiten 664-683, 2005.

Baisch, S. Bohnhoff, M., Ceranna, L., Tu, Y., Harjes., H.-P., Probing the Crust to 9-km Depth: Fluid-Injection Experiments and Induced Seismicity at the KTB Superdeep Drilling Hole, Germany, Bull. Seism. Soc., Am., Band 92, Heft 6, Seiten 2369-2380, 2002.

Baisch, S., Weidler, R., Tenzer, H., Injektionsinduzierte Seismizität zur Kartierung der hydraulischen Ankopplung am Beispiel des HDR-Reservoirs Bad Urach, Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Jena, 2003.

Baisch, S. und Vörös, R., Seismic Risk Associated with the Stimulation of Geothermal Reservoirs: A Case Study of the Deep Reservoir at Soultz-sous-Forêts, Auftraggeber: Leibniz-Institut für angewandte Geophysik, Stilleweg 2, 30655 Hannover, 2008.

Baisch, S., Carbon, D., Dannwolf, W., Delacou, B., Devaux, M., Dunand, F., Jung, R., Koller, M., Martin, C. Sartori, M., Secanell, R. und Vörös, R., Deep Heat Mining Basel – Seismic Risk Analysis, Auftraggeber: Departement für Wirtschaft, Soziales und Umwelt des Kantons Basel-Stadt, Amt für Umwelt und Energie, Hochbergerstrasse 158, 4019 Basel, Schweiz, 2009.

Baisch, S., Vörös, R., Rothert, E., Stang, H., Jung, R. und Schellschmidt, R., A Numerical Model for Fluid Injection Induced Seismicity at Soultz-sous-Forêts, Int. J. Rock Mech. Min. Sci., Band 47, Seiten 405-413, 2010.

Bischoff, M., Cete, A., Fritschen, R., Meier, T.,Coal Mining Seismicity in the Ruhr Area, Germany, Pure Appl. Geophys., Band 167, Seiten 63-75, 2010.

Bommer, J., Oates, S., Cepeda, J. M. Lindholm, C. Bird, J., Torres, R., Marroquín, G,. Rivas, J., Control of Hazard due to Seismicity by a hot Fractured Rock Geothermal Project, Eng. Geol., Band 83, Seiten 287-306, 2006.

Bönnemann C., Schmidt, B., Ritter, J., Gestermann, N., Plenefisch, T., Wegler, U., Das seismische Ereignis bei Landau vom 15. August 2009 – Abschlussbericht der Expertengruppe „Seismisches Risiko bei hydrothermales Geothermie", Auftraggeber: Ministerium für Umwelt, Forsten und Verbraucherschutz Rheinland-Pfalz, Kaiser-Friedrich-Straße 1, 55116 Mainz, 2010.

Dahm, T., Krüger, F., Stammler, K., Klinge, K. Kind, R., Wylegalla, K., Grasso, J.-R., The 2004 Mw 4.4 Rotenburg, Northern Germany, Earthquake and its Possible Relationship with Gas Recovery, Bull., Seism. Soc. Am., Band 97, Heft 3, Seiten 691-704, 2007.

DIN 4149, Bauten in deutschen Erdbebengebieten – Lastannahmen, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten, Beuth Verlag GmbH, 10772 Berlin, 2005.

DIN 4150, Erschütterungen im Bauwesen, Beuth Verlag GmbH, 10772 Berlin, 2001.

Dorbarth L., Cuenot, N., Genter, A., Frogneux, M., Seismic Response of the Fractured and Faulted Granite of Soultz-sous-Forêts (France) to 5 km deep massive water injections, Geophys. J. Int., Band 177, Seiten 653-675, 2009.

Grünthal, G. (Herausgeber), 1998. European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98). Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie 15, Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Luxembourg.

Gupta, H., Hari, N., Rastogi, B.K. & Mohan, I., 1969. A study of the Koyna earthquake of December 10, 1967, Bull. Seism. Soc. Am., Band. 59, Heft 3, Seiten 1149-1162.

Häring, M. O., Schanz, U., Ladner, F., Dyer, B.C., Characterisation of the Basel 1 enhanced geothermal system, Geothermics, Band 37, Seiten 469-495, 2008.

Healy, J. H., Rubey, W. W., Griggs, D. T. und Raleigh, C. B., The Denver Earthquakes, Science, Band 161, Heft 3848, Seiten 1301-1309, 1968.

Kehrer, P., Orzol, J., Jung, R., Jatho, R. und Junker, R.: The GeneSys-Project - a contribution of GEOZENTRUM Hannover to the development of Enhanced Geothermal

Systems (EGS). - Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Band 158/1, Seiten 119-132, 2007.

Kwiatek G., Bohnhoff, M., Dresen, G., Schulze, Al. Schulte, T., Zimmermann, G. und Huenges, E., Microseismicity Induced During Fluid-Injection: A Case Study from the Geothermal Site at Groß Schönebeck, North German Basin, Acta Geophysica, Band 58, Heft 6, Seiten 955-1020, 2010.

Langenbruch, C. und Shapiro, S. A., Induced Seismicity after Termination of Rock Stimulations: Possibilities for Reservoir Characterization, SEG Houston International Exposition and Annual Meeting, Seiten 1855-1859, 2009a.

Langenbruch, C. und Shapiro, S. A., Omori Law for Fluid Induced Microseismicity and ist Dependence on Parameters of Reservoir and Source, 71th EAGE Conference & Exhibition, Amsterdam, The Netherlands, 2009b.

Leydecker, G. (Koordinator), Der Gebirgsschlag vom 13. März 1989 bei Völkershausen in Thüringen im Kalibergbaugebiet des Werratals, Geologisches Jahrbuch, Reihe E, Heft 55, 1998a.

Leydecker, G., Beziehung zwischen Magnitude und Größe des Bruchfeldes bei starken Gebirgsschlägen im deutschen Kalibergbau – ein Beitrag zur Gefährdungsprognose, Z. angew. Geol., Band 44, Seiten 22-25,1998b.

Narain, H. und Gupta, H. K., The Koyna earthquake, Nature, Band 217, Seiten1138-1139, 1968.

Nicholson und Wesson, Earthquake Hazard Associated with Deep Well Injection – A Report to the U.S. Environmental Protection Agency, U.S. Geological Survey Bulletin 1951, U.S. Geological Survey, Federal Center, Box 25425, Denver, CO 80225, USA, 1990.

Orzol, J., Jatho, R., Kehrer, P., Tischner, T., The GeneSys Project – Development of concepts fort he Extraction of Heat from Tight Sedimentary Rocks, Z. angew. Geol., Band 2, Seiten 17-23, 2004.

Orzol, J. Jung, R., Jatho, R., Tischner, T. Kehrer, P., The GeneSys-Project: Extraction of Geothermal Heat from Tight Sediments, Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 2005.

Shapiro, S. A., Rothert, E., Rath, V., Rindschwentner, J., Characterization of Fluid Transport Properties of Reservoirs Using Induced Microseismicity, Geophysics, Band 67, Heft 1, Seiten 212-220, 2002.

Shapiro, S. A., Dinske, C. und Kummerow, J., Probability of a Given-Magnitude Earthquake Induced by a Fluid Injection, J. Geophys. Res., Band 34, L22314, 2007.

Shapiro, S. A. und Dinske, C., Scaling of Seismicity Induced by Nonlinear Fluid-Rock Interaction, J. Geophys. Res., Band 114, B09307, 2009.

Stange, S., Induzierte Mikroerdbeben beim Injektionstest in der Geothermiebohrung Urach-3, Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Jena, 2003.

Talwani, P. und Acree, S., Pore Pressure Diffusion and the Mechanism of Reservoir-Induced Seismicity, Pure Appl. Geophys., Band 122, Seiten 947-965 ,1985.

Tittel, B. Korn, M., Lange, W. Leydecker, G., Rappsilber, I. und Wendt, S., Der Gebirgs-schlag in Teutschenthal bei Halle vom 11. September 1996: Makroseismische Auswertung, Z. angew. Geol., Band 47, Seiten 126-131, 2001.

Van Eck, T., Goutbeek, F., Haak, H., und Dost, B., Seismic Hazard due to small-magnitude, shallow-source, induced earthquakes in The Netherlands, Engineering Geology, Band 87, Seiten, 105-121, 2006.

Zoback, M. D., Harjes, H.-P., Injection-Induced Earthquakes and Crustal Stress at 9 km depth at the KTB Deep Drilling Site, Germany, J., Geophys. Res., Band 102, Heft B8, Seiten 18.477-18.491, 1997.

Kleine Beben mit großer Wirkung: Ein Beitrag zur probabilistischen Gefährdungsanalyse von induzierten Erdbeben

Stefan Wiemer; stefan.wiemer@sed.ethz.ch

Mit Beiträgen von: Stephan Husen, Toni Kraft, Banu Mena Cabrera und Corinne Bachmann

Schweizerischer Erdbebendienst, Sonnegstrasse 5; ETH Zürich, 8092 Zürich, Schweiz

1) Einführung

Um das substantielle Potenzial der Tiefengeothermie in der Schweiz ausschöpfen zu können, muss vordringlich geklärt werden, wie mit der Problematik induzierter Seismizität umzugehen ist (z.B. (Giardini 2009;Kraft et al. 2009a). Die in den Jahren 2006 und 2007 in Basel durch die Stimulation eines tiefengeothermischen Reservoirs ausgelösten Erdbeben, wie auch die in Deutschland beim Betrieb von passiven tiefengeothermischen Systemen im unteren Teil des Rheingrabens und in der bayerischen Molasse beobachteten Erdbeben (Bönnemann et al. 2010, Kraft et al. 2009b), haben allen involvierten Akteuren klar gemacht, dass jedes zukünftige Tiefengeothermie-Projekt sowohl ein ausgewogenes Überwachungs- und Interventionskonzept als auch eine begleitende Gefährdungs- und Risikostudie benötigt. In „traditionellen“ Geothermie-Ländern wie Neuseeland, Japan, Italien, Kenia, El Salvador und den USA existieren umfangreiche Erfahrungswerte und Daten zur induzierten Seismizität von „passiven“ tiefengeothermischen Systemen und zum Teil auch behördliche Richtlinien bzw. Auflagen, die einerseits den Betreibern Planungssicherheit geben, andererseits aber auch das Allgemeinwohl schützen. In der Schweiz, und allgemein in urbanen Gebieten, in Ländern mit geringer bis moderater seismischer Aktivität bzw. in nicht vulkanischen aktiven Gebieten, fehlen bislang solche Erfahrungswerte.

In der Schweiz, müssen sich momentan sowohl die Betreiber von in der Planung befindlichen tiefengeothermischen Projekten als auch die zuständigen Behörden im Rahmen der Umweltverträglichkeitsprüfung mit dem seismischen Risiko auseinandersetzen. Es fehlen allerdings sowohl Leit- oder gar Richtlinien als auch praktische, lokal relevante Erfahrungswerte zur seismischen Überwachung und zur Risikoabschätzung, die von anerkannten Experten zusammen mit den Betreibern und den zuständigen Fachstellen der Kantone respektive der Bundesländern und des Bundes entwickelt wurden. Ein Ziel des schweizerischen Erdbebendienstes (SED, www.seismo.ethz.ch) ist es, im Rahmen von nationalen (z.B. GEOBEST, GEOTHERM, www.geotherm.ethz.ch), europäischen (z.B. GEISER, www.geiser-fp7.eu) und überseeischen Projekten innerhalb der nächsten Jahre daran mitzuwirken, einen breit abgestützten Konsens zur existierenden ‚Best Practice’ zu entwickeln und in Form eines Leitfadens allen Akteuren zur Verfügung zu stellen. Dieser Leitfaden beinhaltet Empfehlungen zur Erstellung von Überwachungs- und Maßnahmenkonzepten sowie zur Abschätzung von seismischer Gefährdung und Risiko im Rahmen der Umweltverträglichkeitsprüfung. So wird es zukünftigen Projektbetreibern, den involvierten Genehmigungsbehörden, der Versicherungsindustrie und der Serviceindustrie möglich sein, Entscheidungen aufgrund von bewährten Verfahren zu treffen. Entscheidungsprozesse werden somit transparenter und schneller. Transparenz, Kompetenz und Unabhängigkeit sind auch wesentliche Elemente um Akzeptanz in der Bevölkerung zu formen. Gleichzeitig erhalten Anbieter der Serviceindustrie durch die so etablierten Standards wichtige Leitlinien und Erfahrungswerte. Die Entwicklung eines breit abgestützten und akzeptierten Leitfadens ist ein vielschichtiger und iterativer Prozess. In einer ersten Phase gilt es alle verfügbaren Erfahrungswerte und Daten zusammen zu stellen und einen ersten auf wissenschaftlichem Konsens basierenden Entwurf eines Leitfadens zu entwickeln.

In einer zweiten Phase werden dann auch andere Interessengruppen mit in die Diskussion einbezogen werden (Betreiber, Kantone, Bundesländer, Bund, Industrie).

Eines der wesentlichen Merkmale einer zukünftigen Gefährdungs- und Risikoanalyse von tiefengeothermischen Projekten, die sich in ersten Diskussionen abzuzeichnen scheint, ist eine schrittweise Vorgehensweise (Abb. 1). Unterschieden wird dabei in 5 Phasen: Die Planungsphase, die Bohr- und Testphase, die Stimulationsphase, die Betriebsphase und die Nachbetriebsphase. In allen Phasen ist es zwingend notwendig, im Rahmen der Gefährdungs- und Risikoanalysen, probabilistisch vorzugehen und die Unsicherheiten möglichst umfassend zu repräsentieren. Dabei wird die Gefährdungsabschätzung kontinuierlich an die erweiterte Datenbasis angepasst. In der Planungsphase muss etwa allein mit geschätzten Anfangsparametern gearbeitet werden, später können dann statistische und physikalische Modelle mit lokalen Daten kalibriert werden (etwa Gesteinspermeabilität, Spannungsverteilung, aufgetretene Seismizität, usw.). Eine wichtige Rolle in diesem Prozess spielt die seismische Überwachung, denn sie liefert wichtige Daten zur Kalibrierung der Modelle. Eine seismische Überwachung bildet somit ein integraler Teil der Gefährdungs- und Risikoanalyse von tiefengeothermischen Projekten. Eine schrittweise Vorgehensweise erhöht das Investitionsrisiko unter Umständen massiv, denn erst nach Abteufen der ersten Bohrung und nach ersten Testmessungen und einer anschließenden Gefährdungsstudie kann eine Erlaubnis für ein weitergehende Stimulation bzw. Zirkulation erteilt werden. Das hat Konsequenzen für den Business-Plan von zukünftigen Projekten. Es ist auch anzumerken, dass eine solche gestaffelte Vorgehensweise auch in der Öl- und Glasindustrie nicht unüblich ist, etwa in den Niederlanden.

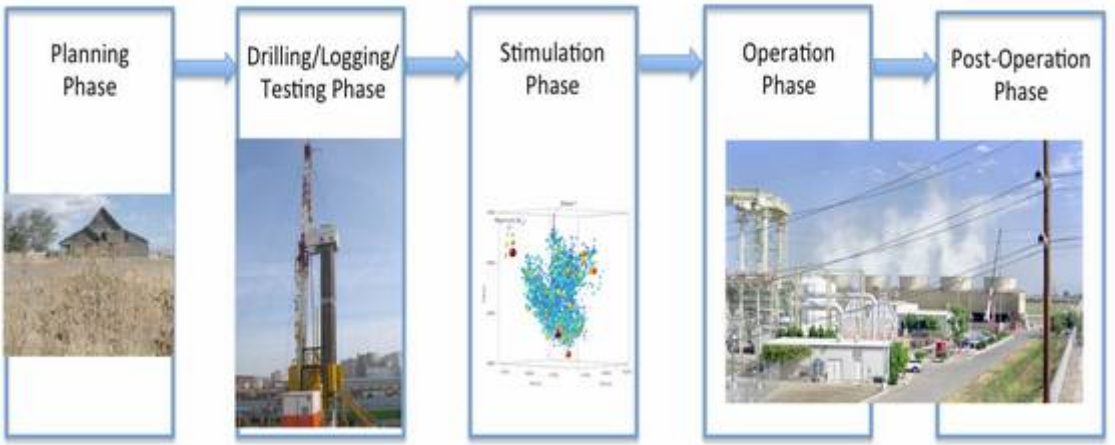


Abb.1 *Illustration einer in fünf Phasen gegliederten Vorgehensweise zur schrittweisen Gefährdungs- und Risikoanalyse.*

In diesem Artikel skizzieren wir einige wesentliche Elemente eines derartigen Leitfadens aus heutiger Sicht, ohne den Anspruch auf Vollständigkeit oder breit abgestützten Konsens. Die dargestellte Sichtweise ist einzig als die Meinung der Autoren zu werten und keine offizielle Stellungnahme des SED oder der erwähnten Organisationen. Wir sind uns bewusst dass momentan eine Reihen von Organisationen zum Teil ähnliche Stellungnahmen und Leitfäden entwickeln und wir haben hier bewusst darauf verzichtet diese zu werten oder zu vergleichen; ein Schritt der sicher notwendig ist in der nahen Zukunft aber den Rahmen dieses Beitrages bei weitem sprengen würde.

2) Element der Seismischen Überwachung Induzierter Seismizität

Eine verbesserte Datengrundlage, wie sie durch die Installation von Messstationen in einer Reihe von Pilotprojekten erstellt werden soll, wird bei der Erarbeitung des Leitfadens eine wesentliche Grundlage bilden. Aus Kostengründen wird die seismische Überwachung speziell in der passiven Tiefengeothermie, wenn überhaupt, oft nur mit wenigen Stationen (=

4) durchgeführt. Während dies für die Detektion kleinerer seismischer Ereignisse (Magnituden ML > 1.0) oft ausreicht, ist eine Lokalisierung dieser Ereignisse aufgrund der geringen Stationsanzahl meist unmöglich, sicher jedoch ungenügend für eine detailliertere Analyse der Prozesse, die zu der beobachteten Seismizität geführt haben. Ein besseres Verständnis dieser Prozesse ist aber unabdingbar, um die Problematik der induzierten Seismizität in den Griff zu bekommen. Eine bessere seismische Überwachung und Datenzugänglichkeit von Pilotprojekten kommt sowohl den Betreibern dieser Projekte zugute als auch Entscheidungsträgern. Letztere profitieren vor allem beim Auftreten von spürbarer Seismizität, von einer verbesserten Überwachung, da hierdurch eine objektive Information der Bevölkerung und der Medien ermöglicht und die Grundlage für gezielte Maßnahmen zur Verminderung der Seismizität bereitgestellt wird.

Ziel solcher Messungen muss es sein eine aussagekräftige, vergleichbare Überwachung bei gleichbleibender Qualität in allen Entwicklungsphasen eines Geothermieprojektes zu gewährleisten. Dabei steht im Vordergrund die vollständige Erfassung aller seismischen Ereignisse in einem Umkreis von 5 km um das Pilotprojekt, die eine Lokalmagnitude von ML>=0.5 besitzen. Dabei sollen folgende Herdparameter der Erdbeben bestimmt werden: Herdkoordinaten, Herdzeit, und Momentenmagnitude Mw. Die absolute Lokalisierungsgenauigkeit soll dabei besser als 0.5 km horizontal und 1 km vertikal sein. Für stärkere Beben mit Magnituden von ML>=1.5 soll die Bestimmung von Herdflächenlösungen oder Momententensoren möglich sein. Wenn möglich soll die Größe und Orientierung der entstandenen Bruchflächen abgeschätzt werden. Diese Genauigkeiten sind spezielle auch wichtig um zwischen natürlichen und induzierten Beben zu unterscheiden, die Lage des Hypozentrums relativ zum Reservoir ist dabei das wesentlichste Entscheidungskriterium. Die Detektion und Lokalisierung sollte echtzeitnah und automatisch erfolgen, was eine kontinuierliche Aufzeichnung und Datenübertragung erfordert. Die Erfassung der Seismizität sollte in den drei im Folgenden beschriebenen Überwachungsphasen mit vergleichbarer Vollständigkeit und Genauigkeit erfolgen:

Phase 1: *Hintergrundmessung*

Ziel: Erfassung der natürlichen Seismizität für den Zeitraum von 2-3 Monaten bis hin zu einem Jahr vor Bohrbeginn des Pilotprojektes.

Begründung: Vergleich der Seismizität von verschiedenen Standorten und in unterschiedlichen Entwicklungsphasen des Projektes. Erkennung von Randbedingungen, die induzierte Seismizität begünstigen oder hemmen.

Phase 2*: Errichtungsphase*

Ziel: Erfassung der natürlichen und induzierten Seismizität während der gesamten Errichtungsphase des Pilotprojektes.

Begründung: Korrelation der beobachteten Seismizität mit den tiefenbergbaulichen Aktivitäten (Bohrung, hydraulische Tests und Stimulation) bei der Errichtung der Pilotprojekte. Prüfung der Unterscheidbarkeit von natürlicher und induzierter Seismizität in der Nähe von tiefengeothermischen Projekten. Entwicklung von Risikoabschätzung und Interventionskonzepten in Echtzeit. Optimierung von Überwachungsstrategien.

Phase 3: Nachmessungs- oder Betriebsphase

Ziel: Erfassung natürlicher und induzierter Seismizität nach vorzeitigem Ende des Pilotprojektes oder während dessen Betriebsphase. Die Dauer der Überwachung hängt dabei ab von der beobachteten Seismizität während der Initial- bzw. Betriebsphase.

Begründung: Der diffusive Ausgleich der im Untergrund erzeugten Fluiddruckänderungen und der möglichen thermisch bedingten Spannungsänderungen kann Jahre dauern und mit kleiner Wahrscheinlichkeit auch in einigen Kilometern Entfernung zum Injektionspunkt Seismizität induzieren.

Sinnvolle Seismische Messkonzepte:

Um die oben genannten Messziele zu erreichen, empfehlen sich passive seismologische Überwachungsnetze an den Standorten der ausgewählten Pilotprojekte zu installieren. Hierfür werden an möglichst ruhigen Standorten 6-7 moderne, hochqualitative seismologische Stationen errichtet. Die ideale Netzwerkkonfiguration bezüglich der Bestimmung von Lokation und Herdflächenlösung für diesen Fall ist in Abb.2a dargestellt. Dabei sind je 3 Stationen im gleichen Winkelabstand voneinander auf 2 konzentrischen Kreisen verteilt, in deren Zentrum sich das zu überwachende Pilotprojekt und eine weitere Station, die möglichst als Bohrlochstation ausgeführt wird, befinden. Diese Messanordnung gewährleistet sowohl eine gute laterale Bestimmung der Herdparameter als auch eine gute Bestimmung der Herdtiefe. Eine Bohrlochstation im Zentrum kann die Signalqualität der Aufzeichnung deutlich verbessern, weil die störenden Einflüsse der Oberfläche (Bodenunruhe, Signaldämpfung) stark reduziert werden können. In der Realität ist eine ideale Netzwerkkonfiguration nur selten erreichbar, da potenzielle Standorte zu hohe Bodenunruhe aufweisen oder aus anderen Gründen nicht realisiert werden können. In diesen Fällen wird eine schrittweise Netzwerkoptimierung nach jeder Standortauswahl durchgeführt. Für die seismische Überwachung im Rahmen der geothermischen Tiefenbohrung am Züricher Triemli Spital wurde eine solche Messanordnung umgesetzt (siehe Abb. 2b).

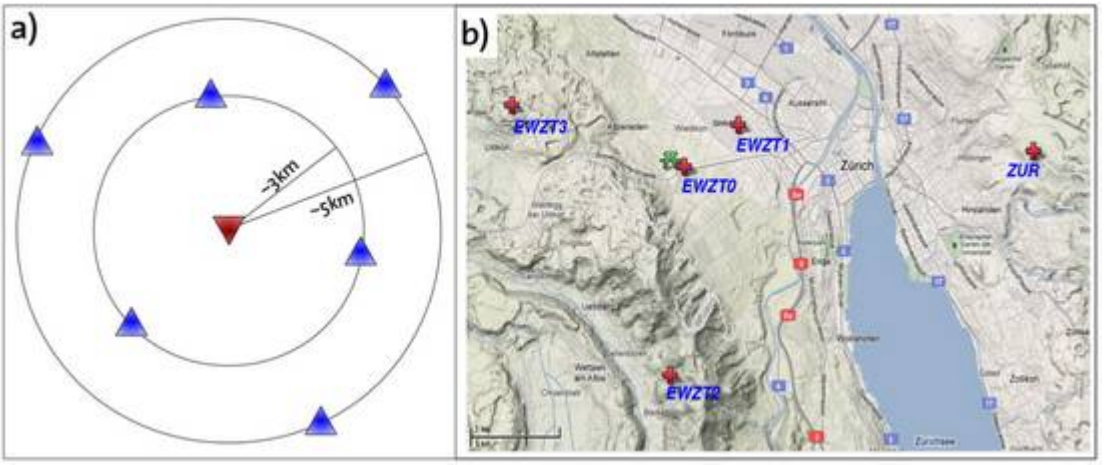


Abb.2 a) *Ideale Netzwerkkonfiguration für ein seismologisches Netz mit 7 Stationen. Im Zentrum der konzentrischen Kreise befindet sich das Überwachungsgebiet. b) Reale Netzwerkkonfiguration des Überwachungsnetzes für die Tiefenbohrung am Züricher Triemli Spital. EWZT0 ist ein in 250 Meter Tiefe installiertes Bohrlochseismometer und ZUR ist eine permanente Breitband-Station des SED.*

Bei der Installation der Überwachungsnetze wird für jeden Projektstandort eine Netzwerkoptimierung durchgeführt. Diese berücksichtigt die Bodenunruhe der Stationsstandorte und die daraus resultierenden Detektionswahrscheinlichkeiten von Erdbeben unterschiedlicher Stärke. Wo möglich werden bereits existierende regionale Messstationen ins jeweilige lokale Überwachungsnetz miteinbezogen. Die Lokalisierungsgenauigkeit und die Vollständigkeit der Detektion werden auf Grundlage der gleichen Daten abgeschätzt. Die Daten der Stationen werden in Echtzeit in eine Zentrale übertragen, die im Fall der Schweiz etwa beim SED angesiedelt ist. Hier finden die Qualitätskontrolle und Archivierung der Daten sowie die automatische Detektion,

Lokalisierung und Magnitudenbestimmung von seismischen Ereignissen statt. In der täglichen Routineauswertung führen erfahrene Seismologen eine manuelle Nachkontrolle und Verbesserung der automatischen Ergebnisse durch.

Die weiterführenden Auswertungen sollten von erfahrenen Seismologen durchgeführt werden und beinhaltet Clusteranalysen, hochgenaue Relativlokalisierung, Bestimmung von seismischen Momenten und Herdflächenlösung sowie die Untersuchung der Herdspektren. Als Ergebnisse werden ein hochauflösendes Abbild der räumlichen und zeitlichen Entwicklung der Seismizität als auch eine Abschätzung der Orientierung und Größe der Erdbebenbruchflächen erwartet, welche die Grundlage für geomechanische Interpretationen darstellen. Mithilfe der statistischen Analyse dieser Ergebnisse werden Seismizitätsmodelle entwickelt, die Zusammenhänge zwischen tiefenbergbaulichen Aktivitäten und dem Auftreten von induzierter Seismizität aufzeigen sollen, um diese besser verstehen und vorhersagen zu können. Messungen der Bohrlochstationen können einer zusätzlichen Analyse unterzogen werden, um auch kleinste Erdbeben, die nur an dieser Station aufgezeichnet wurden, zu detektieren und, wenn möglich, annähernd lokalisieren zu können. Zum Einsatz kommen Detektionsalgorithmen, die in der Spracherkennung entwickelt wurden und Lokationsmethoden, welche die gesamte Wellenforminformation der aufgezeichneten Seismogramme nutzen. Der große Vorteil von Bohrlochstationen ist es, dass die seismische Bodenunruhe drastisch reduziert wird (siehe Abb. 3).

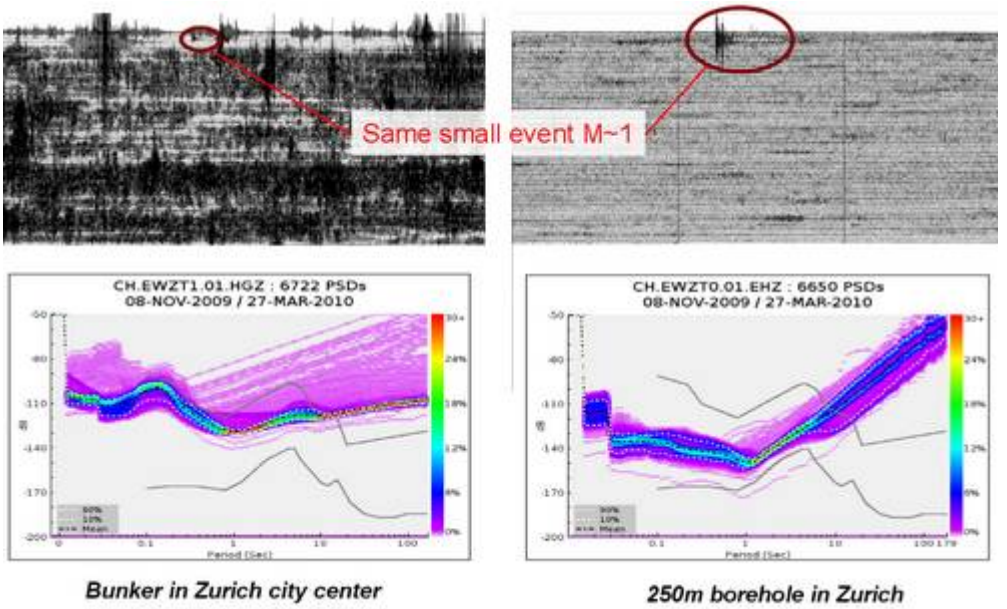


Abb. 3) *Vergleich der Bodenunruhe die an Erdoberfläche (links) und in einem flachen Bohrloch (250m Tiefe) registriert wurde. Oben: Aufzeichnungen eines kleinen Erdbebens (ML ~1) an beiden Standorten. Unten: Energiedichtespektren der Bodenunruhe an beiden Standorten. Im Bohrloch ist die Bodenunruhe um den Faktor 10'000 (40dB) niedriger als an der Oberfläche.*

3) Elemente einer Gefährdungsabschätzung von Tiefengeothermischen Projekten

Im Weiteren gehen wir, wiederum ohne den Anspruch auf Vollständigkeit zu erheben, auf einige uns wichtige Aspekte einer Gefährdungsabschätzung ein.

3.1 Ergebnisoffen und Unabhängig

Eine fundamentale Prämisse jeder Gefährdungsabschätzung muss sein, dass sie ergebnisoffen durchgeführt wird, d.h. ein mögliches Resultat der Analyse kann sein, dass ein Projekt zu risikoreich ist um an diesem Standort durchgeführt zu werden. Diese an sich

selbstverständliche Herangehensweise, die auch aus Kommunikationsgründen zwingend ist, kann nur gewährleistet werden, wenn die Risikostudie zu einen gewissen Grade unabhängig durchgeführt, oder zumindest unabhängig überprüft, wird.

Ein Beispiel eines Projektes das retrospektiv als zu risikoreich eingeschätzt wurde ist der Fall Basel. Die drei Jahre nach der hydraulischen Stimulation mit induzierten Ereignissen bis zur Magnitude von Ml=3.4, (z.B. (Deichmann and Giardini 2009), (Haering et al. 2008),) abgeschlossene Risikostudie des SERIANEX Konsortiums (http://www.wsu.bs.ch/politikdossiers/abgeschlossene-dossiers/geothermie.htm), kommt zum Schluss, dass der Standort Basel unter dem Aspekt des seismischen Risikos zu ungünstig ist, um ein geothermisches Reservoir im kristallinen Grundgebirge zu schaffen und zu nutzen. Beim weiteren Ausbau und dem Betrieb der Geothermieanlage würden bei den gegebenen Standortbedingungen mit hoher Wahrscheinlichkeit Beben auftreten, welche in ihrer Stärke die bisher stattgefundenen Aktivitäten erreichen oder gar übersteigen können. Die Verfasser der Analyse betrachten anhand der Beurteilungskriterien der Störfallverordnung das Risiko, dass Personenschäden eintreten können, als gering. Hingegen stufen sie das Risiko von Sachschäden als nicht akzeptabel ein (siehe Abbildung 6 in http://www.wsu.bs.ch/serianex.pdf).

Um den beabsichtigten Wasserkreislauf im an sich kompakten Felsgestein in 5000 Meter Tiefe zu schaffen, müsste weiteres Wasser unter hohem Druck eingepresst werden, damit sich die in Ansätzen vorhandenen Risse erweitern würden. In dieser Phase muss gemäß der SERIANEX Studie mit bis zu 30 spürbaren Erdbeben gerechnet werden, von denen bis zu neun die Stärke des Erdbebens vom 8. Dezember 2006 erreichen oder übersteigen könnten. Diese Erdbeben könnten Gebäudeschäden bewirken. Es wird zwar von leichten, nichtstrukturellen Gebäudeschäden gesprochen, die aber doch in der Größenordnung von rund CHF 40 Mio. liegen. Auch während der angenommen 30 Betriebsjahre der Anlage muss mit 14 bis zu 170 spürbaren Erdbeben gerechnet werden, die einen Sachschaden im Bereich von CHF 6 Mio. pro Jahr bewirken können. Die hohen Schadenskosten sind auf die dichte Besiedlung der Region Basel zurückzuführen

Die Erkenntnisse der Risikoanalyse in Basel sind klar und unmissverständlich: Eine Weiterführung des Projektes "Deep Heat Mining Basel" mit der vorgesehenen Technologie ist am Standort Basel nicht möglich. (Quelle: http://www.wsu.bs.ch/).

3.2 Verhältnismäßigkeit

Jedes Geothermieprojekt weist ein individuell verschiedenes Gefährdungs- und Risikopotential auf und muss somit auch individuell beurteilt werden. Allerdings ist das Spektrum der zu erwartenden Risiken je nach den Charakteristika des Projektes und des Standort stark verschieden: In erster Näherung sind sehr flache und rein passive System mit niedrigen Produktionsraten in seismisch weniger aktiven ländlichen Gebieten weit weniger risikoreich als tiefe Enhanced Geothermal Systems (EGS) in seismisch aktiven Ballungsgebieten. Zwischen diesen Extremen gibt es zahlreiche Abstufungen, die bislang nicht eindeutig klassifiziert worden sind. Die in Abschnitt 2 diskutieren erforderliche Überwachungsstrategien sowie die Anforderungen zur Abschätzung des seismischen Risikos im Rahmen der Umweltverträglichkeitsprüfung sollten aus Gründen der Verhältnismäßigkeit und Wirtschaftlichkeit an diese Abstufungen angepasst sein. Ein dringendes Ziel des zu erarbeitenden Leitfadens muss es deshalb sein, Projekte in eindeutig unterschiedene Klassen zu unterteilen, die dem Risikopotential angemessen sind.

In der klassischen probabilistischen Gefährdungsanalyse (‚Probabilistic Seismic Hazard Assessment, PSHA) etwa von Industrieanlagen sind die vom Senior Seismic Hazard Analysis Committee (SSHAC) erarbeitenden Empfehlungen (Budnitz et al., 1997) ein oft verwendeter Standard. Diese definieren einen strukturierten Rahmen und Prozeduren zur Durchführung von Gutachten, speziell solche die unter Einbeziehung von mehreren Experten erstellt werden. SSHAC definiert vier Klassen in denen PSHA Gutachten ausgeführt werden

können (Abb. 4). Level 1 basiert in der Regel auf einem einzelnen Gutachter und Literaturstudien, beim Level 3 und 4 sind zahlreiche Experten unterteilt in verschiedenen Team involviert, deren Interaktionen klar strukturiert sind. Es ist denkbar, die SSHAC Herangehensweise auf den Fall der induzierten Seismizität zu erweitern.

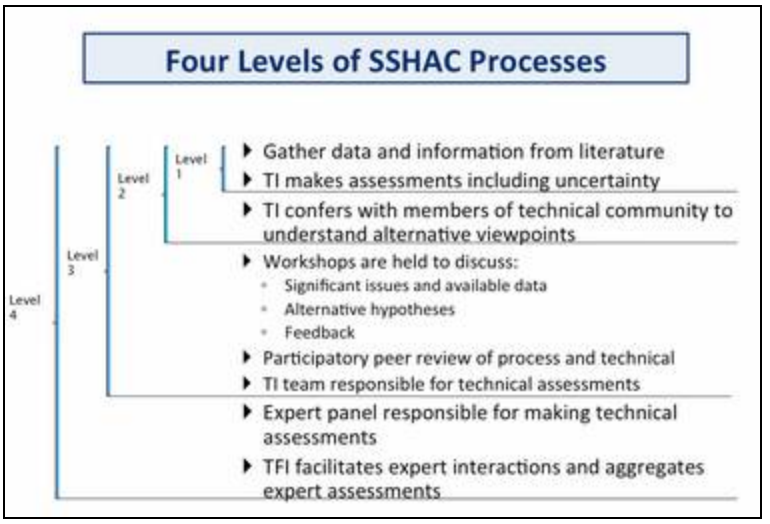


Abb. 4). *Illustration der im Rahmen des SSHAC vorgesehenen Klassen (nach Bommer et al., 2010).*

3.3 Probabilistische Vorgehensweise

Die Physik von Erdbeben und die Prozesse die sie auslösen sind bis heute nur ungenügend verstanden und können nur unzureichend beschrieben werden. Erdbeben können nicht vorhergesagt werden, eine deterministische Erdbebenvorhersage ist deshalb bislang nicht möglich und wird u.U. nie möglich sein (Geller et al., 1997). Zurzeit ist eine häufig gemachte Annahme in der Seismologie, dass jedes Beben mit einer gewissen, sehr kleinen Wahrscheinlichkeit in ein großes wachsen kann. Es ist auch eine Tatsache, dass etwa in Kalifornien, vielleicht die Region in der man weltweit am meisten über Verwerfungszonen weiß, mehr als die Hälfte der großen Beben der letzten 20 Jahre an bislang nicht kartierten Verwerfungen aufgetreten sind. Die gleichen Randbedingungen treffen im Prinzip auch auf induzierte Erdbeben zu, die ja in ihren Auswirkungen und Aussehen in der Regel ununterscheidbar sind von nicht induzierten Beben. Speziell bauen beide Typen von Erdbeben tektonische Spannungen ab die sich über Jahrzehnte und Jahrhunderte in der Erdkruste angesammelt haben. Zudem ist unser Wissen über die Verteilungen von Spannungen, von Porendrücken, von existierenden Brüchen etc. sehr punktuell und unvollständig, ein Zustand der sich auch mit großem finanziellen Aufwand kaum verbessern lässt.

Die Vorhersage der zukünftigen Seismizität ist also in jedem Fall mit großen Unsicherheiten behaftet, zudem gibt es unterschiedliche Meinungen und unterschiedliche physikalische und statistische Modelle die von Experten favorisiert werden. Um den aleatorischen und epistemischen Unsicherheiten gerecht zu werden muss eine Gefährdung- und Risikoanalyse zwangsläufig probabilistisch ausgeführt werden. Das fundamentale Ziel einer PSHA Analyse ist von Budnitz et al. (1997) zusammenfassend so beschrieben worden als:

"Regardless of the scale of the PSHA study the goal remains the same: to represent the centre, the body, and the range of technical interpretations that the larger informed technical community would have if they were to conduct the study."

PSHA ist somit ein Prozess um systematisch Unsicherheiten zu beschreiben, insbesondere die von seltenen Ereignissen die in der Regel eine Extrapolation der existierenden Datenbasis erfordern. Ein häufig eingesetztes Mittel zur Abbildung von Unsicherheiten sind

dabei die sogenannten ‚Logic trees' (Abb. 5). Diesen können nur wenige Zweige haben oder in komplexen PSHA Studien vielen Millionen und mehr (e.g. Coppersmith et al., 2009;Wiemer et al. 2009).

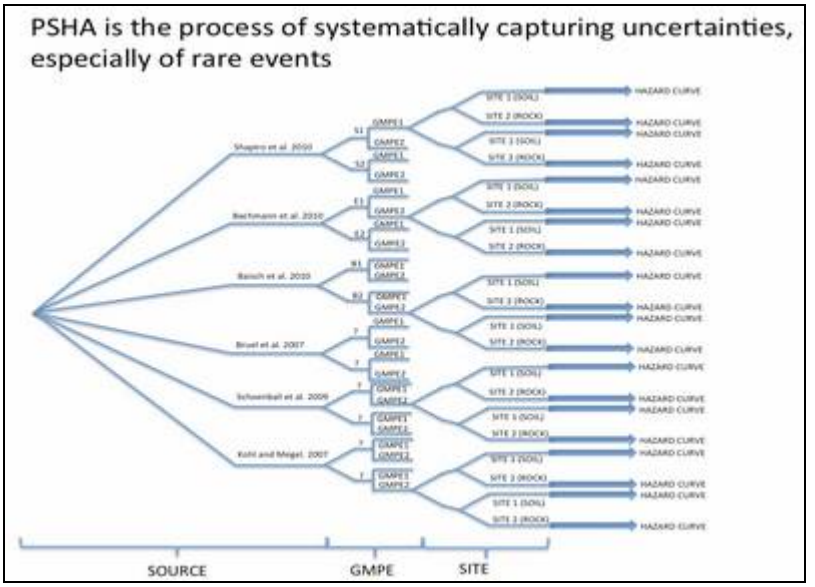


Abb. 5). *Illustration eines typischen ‚logic trees' wie er in der Beurteilung der induzierten seismischen Gefährdung eingesetzt werden könnte.*

3.4 Phasenweise Vorgehensweise

Wie schon in der Einführung erwähnt ist es zu erwarten, dass die Risikoabklärung von tiefen Geothermieprojekten in einzelnen Phasen durchgeführt wird (Abb. 1). Jede Phase hat dabei ihre spezifischen Charakteristika und Randbedingungen auf die wir im Weiteren kurz eingehen:

Phase 1 –Planungsphase: In zweierlei Hinsicht ist diese Phase die schwierigste: Einerseits sind nur wenig projektspezifische Daten vorhanden, andererseits ist diesdie Phase in der finanzielle sowie regulatorische Entscheidungen getroffen werden müssen und das Projekt von der Bevölkerung und den Behörden akzeptiert werden muss. Leider ist hier nach unserem Ermessen der Wissensstand unbefriedigend, es gibt kaum vielversprechende und gut dokumentieren Ansätze um die Antwort des Untergrundes auf Zirkulation bzw. Stimulation verlässlich abzuschätzen. Am vielversprechendsten ist momentan eine Kombination vom empirischen Modellen, die mittels aussagekräftiger und übertragbarer Schlüsselparameter das Wissen aus anderen Standorten auf den aktuellen übertragen, sowie numerische Modelle, die aufgrund der Nähe zu bekannten Verwerfungen abschätzen was die zu erwartenden Spannungsänderung auf diesen sind. Die dazu notwendigen empirischen Datenbanken und numerischen Modelle sind momentan nicht frei zugänglich und von schwer einzuschätzender Qualität und Homogenität. Auch werden Unsicherheiten in Gutachten typischerweise nur ungenügend berücksichtigt.

Phase 2: Bohr- Mess- und Testphase: Die während des Bohrens und in der Loggingphase gewonnen Daten erlauben eine viel detailliertere Modellierung des geothermischen Reservoirs, allerdings ist es nicht eindeutig möglich die gewonnen geophysikalischen, geologischen und petrologischen Daten mit der zu erwarteten Seismizität zu verknüpfen. Die aussagekräftigsten Daten sind somit direkte Beobachtungen der induzierten Seismizität als Antwort auf eine erste begrenzte Injektion mit moderaten Drücken. Studien deuten darauf hin (e.g., Shapiro et al. 2010) das sich der weiterer Verlauf der Seismizität mit höheren Drücken und über einen längeren Zeitraum relativ gut vorhersagen lässt wenn einmal der ‚Seismogenic Index', die ‚Triggerbarkeit' des Untergrundes, bestimmt ist. Das Risiko in dieser Phase ein spürbares, oder gar ein Schadensbeben zu induzieren, ist auch während einer

Teststimulation nicht Null, es ist aber wahrscheinlich so klein, dass es akzeptierbar sein wird. Auch numerische Modelle des Untergrundes können nun besser kalibriert werden, allerdings ist zu erwarten, das eine nach der Testphase zu erstellende und zu begutachtende Risikostudie einige Wochen bis Monate Zeit erfordern wird und somit den Beginn der Stimulation bzw. Zirkulation deutlich verzögern könnte.

Phase 3 - Stimulationsphase (nur EGS): In der Stimulationsphase eines EGS Projektes werden in der Regel tausende von nicht spürbaren Beben induziert welche die notwendige Permeabilität in Untergrund erzeugen. Die Wahrscheinlichkeit eines gespürten oder gar eines Schadensbebens ist in dieser Phase am höchsten, und sie muss zwingend von einem automatisierten und robusten seismischen Monitoring begleitet werden, dass den Input für eine Abschätzung des Risikos in Echtzeit erlaubt. In der Vergangenheit wurde zur Begrenzung des Risikos in der Regel auf ‚Ampelsysteme' gesetzt (Bommer et al. 2006; Haering et al. 2008). Neuere Ansätze (Bachmann et al. 2011) schlagen stattdessen eine probabilistische Abschätzung der Erdbebenwahrscheinlichkeiten vor, wie sie auch teilweise für natürliche Erdbeben oder zur Überwachung von Vulkanen eingesetzt wird (Gerstenberger et al. 2005; (van Stiphout et al. 2010; Marzocchi und Woo, 2007). Hierbei wird aufgrund von statistischen Modellen, die als Eingangsparameter die bislang beobachtete Seismizität sowie den beobachten und den geplanten Verlauf des Stimulationsdruckes enthalten, eine Vorhersage der zu erwartenden Beben und der daraus resultierenden Bodenbeschleunigungen bzw. des Risikos für einen vorgegeben Zeitpunkt berechnet, z.B. für die nächsten 6 Stunden. Dieser Wert, neu bestimmt im Minutentakt, kann dann mit dem vorher definieren Grenzwerten verglichen werden.

Vorteile eines derartigen Systems gegenüber einem Ampelsystems sind, dass 1) Vorhersagemodelle benutzt werden die im Vorfeld getestet worden sind und laufend gegen die Daten kalibriert werden; 2) Unsicherheiten mitberücksichtigt werden können; 3) alles Daten integriert werden statt kritisch von einem einzelnen Ereignis abzuhängen. Noch ist kein Echtzeittest eines probabilistischen Echtzeitmonitoring Systems durchgeführt worden. Retrospektive Studien an der Basel Sequenz deuten an, dass so ein System früher angezeigt hätte dass das Risiko zu hoch ist (Bachmann et al., 2011). Somit hätte die Injektion früher abgebrochen werden können, was möglicherweise spürbare Beben vermieden hätte – allerdings wäre zu diesem Zeitpunkt noch kein nutzbares geothermisches Reservoir erzeugt worden.

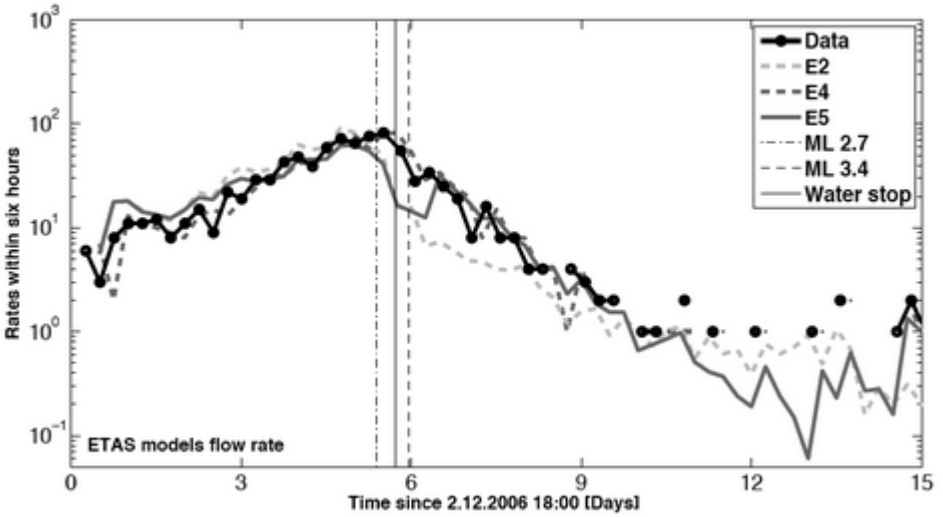


Abb. 6) *Beispiel der Performance eines Echtzeit-Vorhersagesystems, ein pseudo-retrospektiver Test durchgeführt mit den Daten der induzierten Basel Beben. Die Modelle sagen immer die nächsten 6 Stunden vorher, das Kausalitätsprinzip wird nicht verletzt. Beobachtete Raten sind als schwarze Punkte markiert, Zeiten von zwei Beben und dem Injektionsstopp als vertikale Linien (nach Bachmann et al. 2011).*

Phasen 4 & 5 - Betriebsphase und Nachbetriebsphase: Induzierte Erdbeben können, mit einer reduzierten Rate, während des gesamten Betriebes und insbesondere auch Monate oder gar Jahre nach einen Betriebsstopp auftreten (Bachmann et al., 2001; Baisch, 2006). In Falle von Basel klingen die Beben dabei exponentiell ab, ununterscheidbar von einer typischen tektonischen Nachbebensequenz (Bachmann et al., 2011). Beben treten dabei in der Regel an den Rändern des Reservoirs auf. Es ist deshalb, und auch um die Abgrenzung gegen möglicherweise natürlich auftretende Beben, notwendig die seismische Überwachung während des Betriebes und in den ersten Jahren nach Betriebstop weiter zu betreiben, um den Abklingprozess möglichst vollständig zu erfassen. Gleichzeitig sollte ein in Echtzeit betriebenes probabilistisches Überwachungssystem wie in Phase 3 skizziert, installiert werden um bei einen eventuellen Aufleben der Aktivität Interventionskonzepte aufgrund von objektiv definierten Grenzwerten zu aktivieren.

3.5Die Kritische Rolle von M_{max}

PSHA beschreibt, wie schon gesagt, insbesondere mit der Auftretenswahrscheinlichkeiten von seltenen, bzw. extrem seltene Ereignissen (Sektion 3.3). Ein beinahe universell eingesetztes Modell dazu ist die Extrapolation der beobachtenden relativen Größenverteilung von Erdbeben von kleinen Beben (Magnitude Mw= 0–2) in den Bereich der potentiellen Schadenbeben. Dazu benutzt man in der Regel die Tatsache, dass sich diese Größenverteilung durch eine einfache Gesetzmäßigkeit beschrieben lässt: $\log N = a - bM$, wobei N die kumulative Anzahl von Beben größer als M, und a und b sind Parameter welche die Produktivität und die relative Größenverteilung beschreiben. Diese Skalierung von den häufigen kleine zu den seltenen Schadensbeben bedingt aber einerseits, dass die Verteilung an einen definierten Maximalwert begrenzt wird (Mmax), andererseits dass die verwendete Magnitudenskala über den gesamten Magnitudenraum konsistent ist.

Mmax ist in vielen PSHA Studien ein kritischer Parameter und nur mit großen Unsicherheiten zu bestimmen (e.g., Coppersmith et al., 2009). Bei der Abschätzung von Mmax für induzierte Seismizität divergieren die Meinungen der Experte bislang sehr stark, es besteht kein Konsensus wie Mmax bestimmt werden könnte und wenig allgemein zugängliche empirische Daten. In Abbildung 7 ist die Sensitivität zu Mmax für den Fall der Basel Seismizität dargestellt (modifiziert von Bachmann et al. 2011). Mmax= 3.7 ist der für die SERIANEX Studie angenommene Wert für induzierte Seismizität (‚getriggerte' Beben auf bekannten Verwerfungen wurden separat behandelt). Abb. 7 verdeutlicht, dass ein angenommenes Mmax von 5.0 die Gefährdungskurve ab etwa einer Wahrscheinlichkeit von 10-2 um etwa eine EMS Intensität erhöht ist. Nimmt man Mmax= 7.0, der Wert der im aktuellen Schweizerischen Gefährdungsmodel für die Region Basel angenommen wird (Wiemer et al. 2009), so steigt die zu erwartende Intensität insbesondere für Wiederkehrwahrscheinlickeiten von weniger als 10-3 um noch einmal eine Intensität.

Die Wahl von Mmax hat somit einen entscheidenden Einfluss auf die Gefährdungsabschätzung, und somit auch auf das Risiko. Die kritische Fragen dabei ist: Kann auf einer in der Regel unbekannten im Reservoir oder der unmittelbaren Umgebung liegenden Verwerfung durch Änderungen im Porendruck oder dynamische bzw. statische Änderungen im Spannungsfeld ein Beben getriggert werden, und kann dieser Bruch sich möglicherweise dynamisch auf der Bruchfläche weit über das Reservoirvolumen hinaus ausbreiteten? Auch in diesem Punkt divergieren die Einschätzungen von Experten momentan stark.

Dieser Fall wäre extrem selten, eine naive Abschätzung basierend auf der Extrapolation der relativen Größenverteilung für Basel mit einem angenommen b-Wert von 1.0 sagt vorher: Ein beobachtetes M3 Beben, 10% Wahrscheinlichkeit für ein M4, 1% für ein M5, 1 Promille für ein M6, also nur jede tausendste derartige Stimulation könnte ein großes Beben triggern. Da der beobachtete b-wert in der Momentenmagnitudenskala deutlich höher als 1.0 war, ist die Wahrscheinlichkeit eine Zehner Potenz geringer. Trotz dieser sehr geringen

Einrittswahrscheinlichkeiten beeinflussen primär diese Beben die Gefährdungskurve im Bereich der höchsten zu erwartenden Bodenbewegungen.

Aus der simplen obigen Abschätzung lässt sich auch ein weiter Schluss ziehen: Selbst wenn Mmax von induzierten Beben ähnlich dem regionalen tektonisch bestimmen Maximum wäre, müssten erst dutzende solcher Injektionen in Basel-artigem Untergrunds durchgeführt werden bis mit gewisser Wahrscheinlichkeit ein Beben größer als der Reservoirdurchmesser eingetreten wäre. Es ist deshalb wenig informativ aus einer Korrelation der maximal beobachteten Magnitude Mmax(obs) mit der Reservoirquerschnittsfläche Rückschlüsse über das wahre physikalisch bedingte Mmax zu ziehen. Derartige Korrelationen, wie sie etwa in der SERIANEX Studie benutzt wurden um Mmax auf 3.7 zu begrenzen, ergeben sich auch wenn allein die Bebenanzahl mit zunehmenden Volumen steigt und dieser Prozess mit kleinen statistischen Samples abgetastet wird.

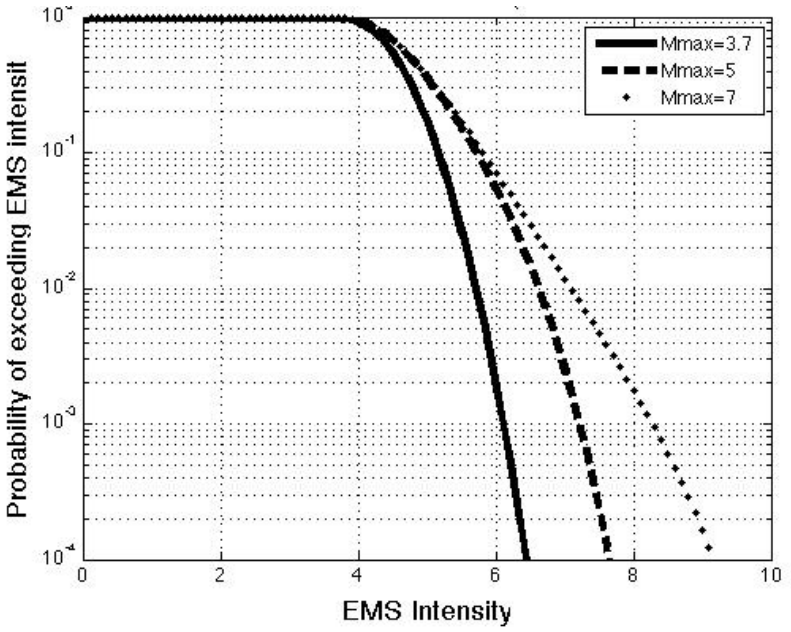


Abb. 7) *Beispiel einer probabilistischen Gefährdungskurve für eine induzierte Bebensequenz. Gezeigt ist die kritische Bedeutung des Parameters M_{max} (nach Bachmann et al. 2011).*

Referenzen

Bachmann C, Wiemer S, Woessner J, Hainzl S (2011) Statistical analysis of the induced Basel 2006 earthquake sequence: Introducing a probability-based monitoring approach for Enhanced Geothermal Systems. Geophysical Journal International, in press.

Baisch S, Weidler R, Voros R, et al., (2006) Induced seismicity during the stimulation of a geothermal HFR reservoir in the Cooper Basin, Australia, BULLETIN OF THE SEISMOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA , 96, 2242-2256.

Bommer JJ, Oates S, Cepeda JM, Lindholm C, Bird J, Torres R, Marroquin G, Rivas J (2006) Control of hazard due to seismicity induced by a hot fractured rock geothermal project. Engineering Geology 83(4):287-306

Bönnemann et al. Das seismische Ereignis bei Landau vom 15. August 2009, Abschlussbericht der Expertengruppe „Seismisches Risiko bei hydrothermaler Geothermie“, Hannover 2010. (http://www.lgb-rlp.de)

Budnitz, R.J., Apostolakis, G., Boore, D.M., Cluff, L.S., Coppersmith, K.J., Cornell,C.A. & Morris, P.A.: Recommendations for PSHA: guidance on uncertaintyand use of experts NUREG/CR-6372, vol 1. US Nuclear Regulatorycommission, Washington DC, 275 pp.

Coppersmith, K. J., Youngs, R. R. and Sprecher, C. (2009). Methodology and main results of seismic source characterization the PEGASOS project, Switzerland, Swiss Journal of Geoscience, 102, 1, 91-105, doi: 10.1007/s00015-009-1309-1.

Deichmann N, Giardini D (2009) Earthquakes Induced by the Stimulation of an Enhanced Geothermal System below Basel (Switzerland). Seismol. Res. Letts. 80(5):784-798

Gerstenberger MC, Wiemer S, Jones LM, Reasenberg PA (2005) Real-time forecasts of tomorrow's earthquakes in California. Nature 435:328-331

Geller, R. J., D. D. Jackson, Y. Y. Kagan, and F. Mulargia (1997), Earthquakes cannot be predicted, Science, 275, 1616–1617

Giardini D (2009) Geothermal quake risks must be faced. Nature 462:848-849

Haering MO, Schanz U, Ladner F, Dyer BC (2008) Characterisation of the Basel 1 enhanced geothermal system. Geothermics 37(5):469-495

Kraft T, Mai PM, Wiemer S, Deichmann N, Ripperger J, Kaestli P, Bachmann C, Faeh D, Woessner J, Giardini D (2009a) Enhanced Geothermal Systems in urban areas - lessons learned from the 2006 Basel ML 3.4 earthquake. EOS 32(90):273-274

Kraft, T., Wassermann J., and N. Deichman (2009b), The 2008 earthquakes in the Bavarian Molasse Basin - possible relation to deep geothermics?, EGU 2009, Vienna.

Marzocchi, W., and G. Woo (2007), Probabilistic eruption forecasting and the call for an evacuation, Geophys. Res. Lett., 34, doi:10.1029/2007GL031922.

Shapiro SA, Dinske C, Langenbruch C, Wenzel F (2010) Seismogenic index and magnitude probability of earthquakes induced during reservoir fluid stimulations. Leading Edge 29(3):304-309

van Stiphout T, Wiemer S, Marzocchi W (2010) Are short-term evacuations warranted? Case of the 2009 L'Aquila earthquake. Geophys. Res. Let. 37

Wiemer S, Giardini D, Fäh D, Deichmann N, Sellami S (2009) Probabilistic seismic hazard assessment for Switzerland: best estimates and uncertainties. J. of Seismology 13(4):449-478

Kleine Druckvariationen - Kleine Erdbeben?

J. Wassermann, T. Megies und H. Igel; Department für Geo- und Umweltwissenschaften, Ludwig-Maximilians-Universität München,
j.wassermann@lmu.de

1. Einleitung

Der Süden Bayerns gilt, von der Region direkt am Alpenbogen abgesehen, als seismisch nur schwach aktiv. Dies steht im Gegensatz zur Nachbarregion Baden-Württemberg, die für z.T. kräftige und flache Seismizität in der Molasse und im Jura (Schwäbische Alp) bekannt ist. Sind in den letzten Jahrzehnten nur sehr vereinzelte, tief liegende und mäßig starke Beben in der bayerischen Molasse bekannt (Abb. 1), so ist das Auftreten von schwarmartigen seismischen Ereignissen im Umfeld einer Geothermiebohrung im Süden Münchens umso erstaunlicher. Die erste im regionalen Messnetz detektierbare seismische Aktivität trat dabei etwa ein halbes Jahr nach Beginn der Produktion auf. Seitdem zeigt sich eine episodisch wiederkehrende Bebentätigkeit. Die maximale Magnitude blieb bei allen diesen Ereignissen unter dem Wert von Ml = 2.5.

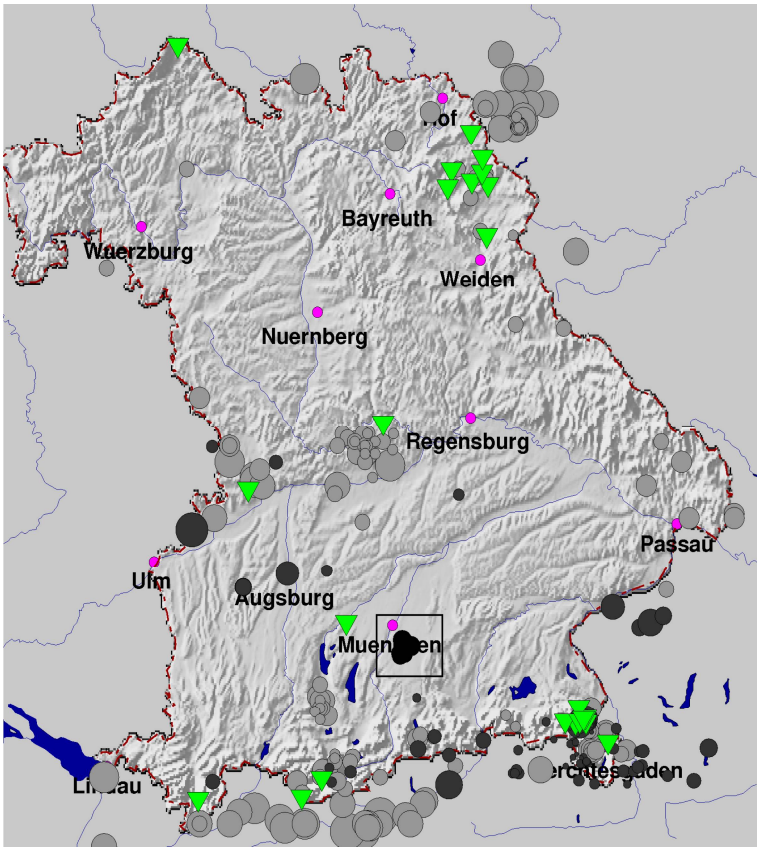


Abb. 1: Seit 1360 historisch, verspürte Erdbeben (hellgrau) und seit 1980 in Süd-Bayern instrumentell registrierte seismische Ereignisse (dunkelgrau). Der Rahmen umschließt das Gebiet einer Geothermiebohrung in deren Umfeld Erdbeben aufgetreten sind (schwarz). Die Dreiecke repräsentieren die Feststationen des BayernNetzes.Die Größe der Kreise entspricht der Größe der Magnituden.

In Bezug auf der Stärke der Ereignisse und deren wiederholtes Auftreten besteht angesichts der nach Betreiberangaben niedrigen Re-Injektionsdrücke von wenigen 1000 hPa sowie der geringen Seismizität des Alpenvorlandes Klärungsbedarf. Im Folgenden wird versucht, das Auftreten dieser insgesamt schwachen Erdbeben mit anderen auf bayerischen Staatsgebiet stattfindenden Erdbebenschwärmen zu vergleichen, um so Rückschlüsse auf die Auslösebedingungen zu ermöglich.

2. Seismizität in der bayerischen Molasse

Wie in der Einleitung erwähnt, traten im Umfeld der Geothermiebohrung Unterhaching in der Nähe der Re-Injektionsbohrung (Uha Gt 2) seit Produktionsbeginn (Oktober 2007) in episodischen Abständen Schwärme von Mikrobeben auf. Einige dieser Ereignisse überschritten dabei die Meldeschwelle, die der Erdbebendienst Bayern bei Ml>2.0 ansetzt. Von zwei Ereignissen liegen vereinzelte Meldungen aus der Bevölkerung über Wahrnehmungen vor. Um diese ungewöhnliche seismischen Ereignisse eingehender zu untersuchen, wurde im Frühjahr 2010 vom Geophysikalischen Observatorium der LMU München (GO-LMU) in einer Kooperation mit dem Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) ein lokales Stationsnetz installiert. Mit diesem Netz ist es in der Folge möglich, auch schwache Ereignisse zu registrieren und zu analysieren. Abb. 2 zeigt die detektierten und lokalisierten Ereignisse im Umfeld der Uha Gt 2 in einer Magnituden-Zeit Darstellung.

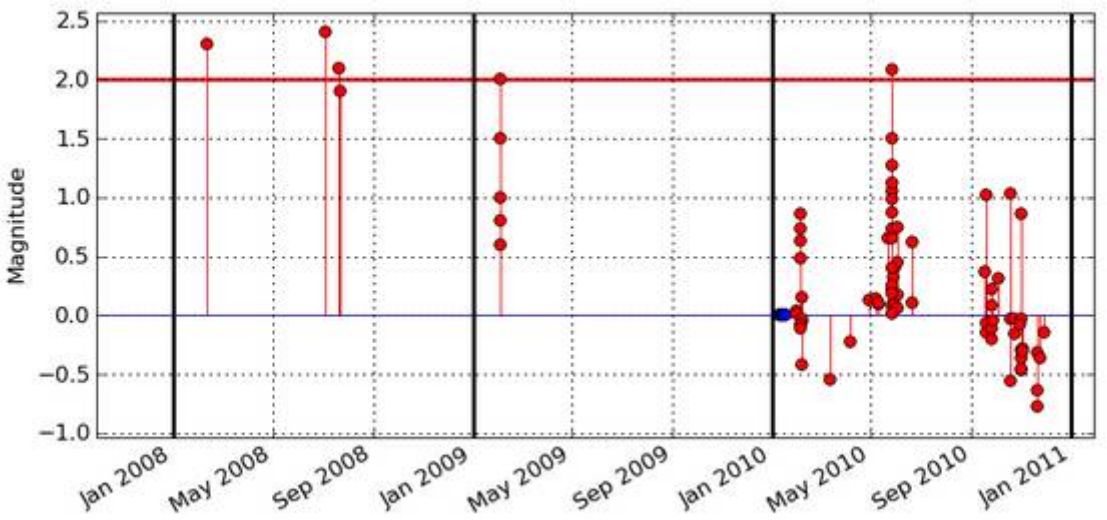


Abb 2: Magnituden Zeit Verlauf der Mikrobeben im Umfeld der Gt 2 Unterhaching seit Produktionsbeginn. Die rote Linie gibt die Meldeschwelle des Erdbebendienstes Bayern wieder. Deutlich ist die verbesserte Detektionsschwelle seit Januar 2010 zu erkennen, die durch den Aufbau eines lokalen fünf Stationen umfassenden Seismometernetzes ermöglicht wurde.

Die weitere Auswertung der Erdbeben, welche zunächst eine Ähnlichkeitsanalyse und nachfolgende Relativlokalisierung umfasst, ergab, dass sich die Erdbeben in unmittelbarer Nachbarschaft der GT-2 Unterhaching gruppieren (Abb 3.). Da für das Gebiet zwar ein sehr detailliertes P-Wellengeschwindigkeitsmodell vorliegt (Lüschen et al., 2011) , aber die S-Wellengeschwindigkeiten nur abgeschätzt werden können, bleibt die genaue Tiefenlage dieser Beben zunächst mit großen Fehlern behaftet. Nach den vorliegenden Ergebnissen werden die Hypozentren etwa einen Kilometer tiefer als der Landepunkt der Uha Gt 2 lokalisiert. Auffällig ist die ausgeprägte SW-NO Tendenz in der Epizentrallage (Abb. 3). Der Vergleich der in Abb. 4 dargestellten seismischen Attributen (hier Kohärenz) einer 3D Seismik (LIAG, Lüschen et al., 2011) mit der Lage der Hypozentren der Re-Lokalisierung,

zeigt eine gute Übereinstimmung mit dem Streichen einer als Hauptstörung interpretierten Struktur (Abb. 4c).
Die beobachtete räumliche Übereinstimmung der detektierten und lokalisierten Erdbeben mit dieser Störung erscheint Angesicht der gezielten Durchteufung dieser Struktur als nicht weiter verwunderlich. Störungszonen gelten in der tiefen Geothermie als wünschenswert, um die Wegsamkeit des Aquifers oder zumindest den “Brunnenanschluß” der Geothmeriebohrung zu verbessern. Zu klären ist allerdings das schwarmartige Auftreten und die im Vergleich zu den Re-Injektionsdrücken relativ großen Magnituden dieser Mikrobeben. Eine weiter zu klärende Beobachtung stellt die augenscheinlich fehlende Seismizität anderer, in der bayerischen Molasse befindlichen Geothermiestandorten dar. Neben den geringeren Volumina, die dort induziert werden, spielt möglicherweise die Ausrichtung der durchteuften Störungssysteme eine Rolle. Betrachtet man die regionale Spannungskarte (Abb. 5; Reinecker et al., 2009), so fällt im direkten Vergleich zu der in Abb. 4c zu erkennenden Störung, die fast perfekte Orientierung (45º) des regionalen Spannungsfeld bzgl. der Reaktivierung dieser Störung auf. Dieser Zusammenhang soll unter anderem in dem von Ulrich Wegler vorgestellten MAGS Projekt untersucht werden.

Abb. 3: Relativ-Lokalisierung von 33 Ereignissen, die nach einer Ähnlichkeitsanalyse in 9 Gruppen eingeteilt wurden. Uha Gt 2 bezeichnet dabei den Landepunkt der Re-Injektionsbohrung Unterhaching.

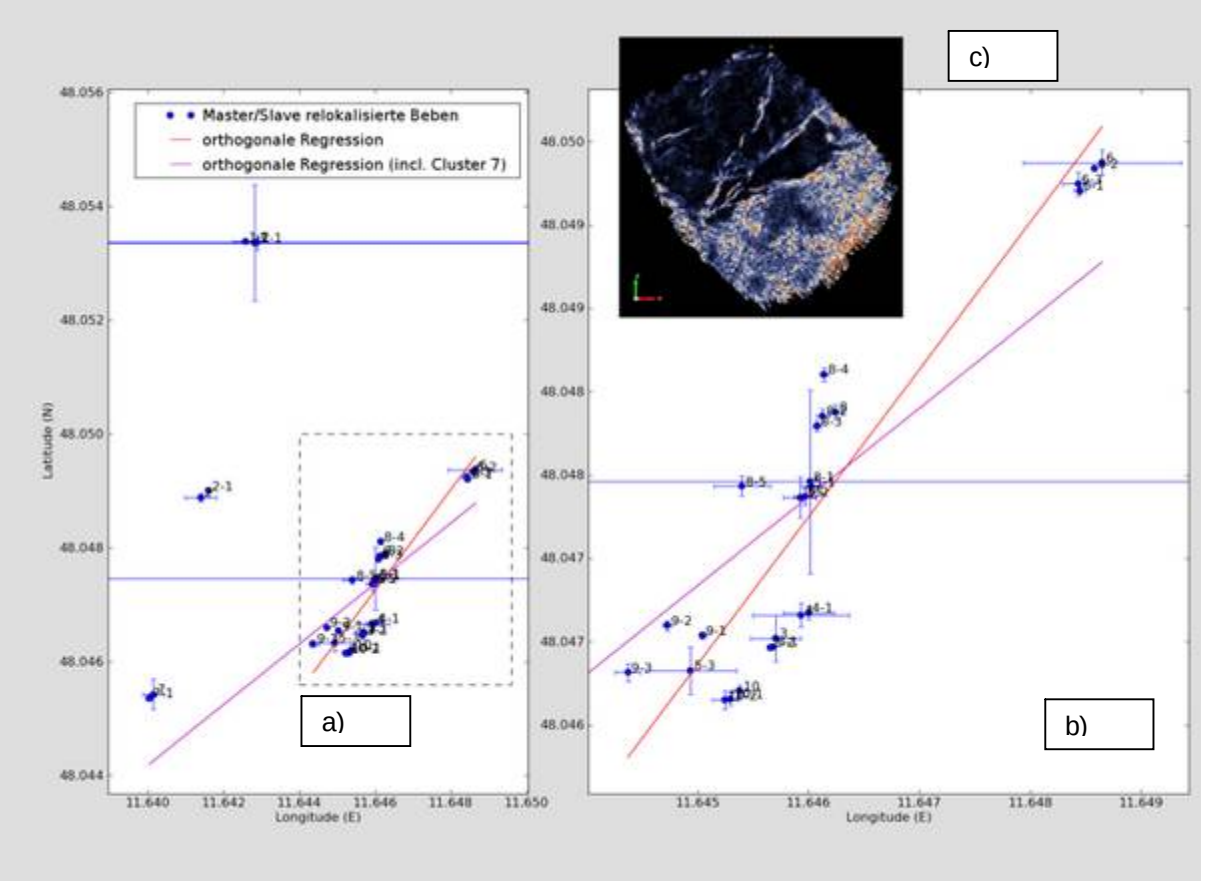


Abb. 4: Epizentrale Lage der re-lokalisierten Erdbeben mit Ausgleichsgeraden: a) Gerade, welche die Gruppe 7 beinhaltet; b) die ohne Gruppe 7 berechnet wurde. c) Gibt die Kohärenz-Tiefenscheibe, mit den Orientierungen der detektierten Störungszonen nach Lüschen et al. (2011) wieder.

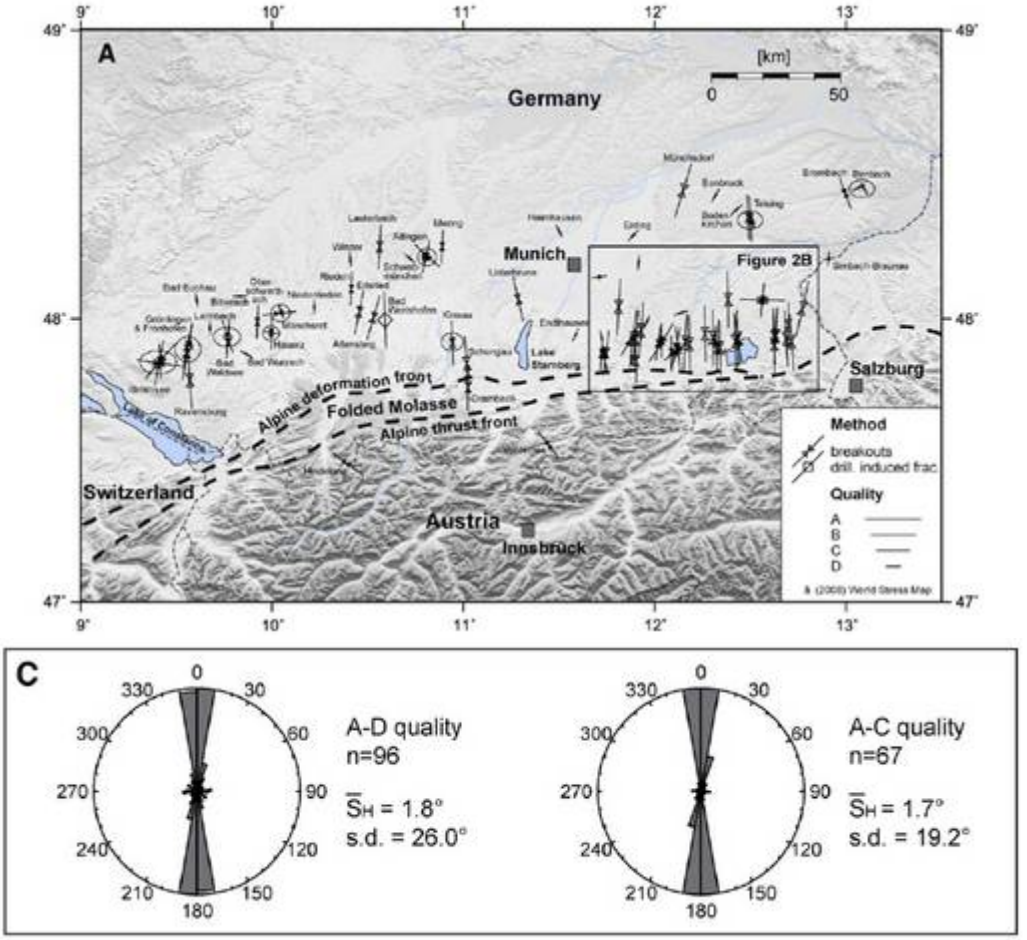


Abb. 5: Hauptspannungsrichtung in der bayerischen Molasse nach Reinecker et al. (2010). Im Wesentlichen herrscht eine NS orientierte Hauptspannung vor.

Neben dem Warum des Auftretens oder Ausbleibens bleiben der effektive Auslösemechanismus und die Stärkenverteilung der Erdbeben zu klären. In diesem Zusammenhang können Beobachtungen eines anderen in den bayerischen Alpen gelegenen Erdbebengebietes wichtige Impulse zur Klärung geben.

3. Fluidinzierte Seismizität am Hochstaufen (Bad Reichenhall)

Seit dem Jahre 1360 ist die Region Bad Reichenhall bekannt für seine episodisch auftretenden und zum Teil kräftigen (Ml>3) Erdbeben. Wurde in der Vergangenheit häufig das seit Jahrhunderten im Reichenhaller Becken betriebene Fördern von Sole als Ursache der Erdbeben verantwortlich gemacht, so zeigten erste detailliertere Studien aus den 1980er Jahren, dass die überwiegende Anzahl von seismischen Ereignissen räumlich mit dem Gebirgsstock des Hochstaufens zu korrelieren ist, welcher das Becken in nord-westlicher Richtung begrenzt (Abb. 6).

Abb 6: Seismisches Stationsnetz am Hochstaufen (Bad Reichenhall). Die grau-schwarzen Symbole geben die Seismometerstandorte des permanenten Netzes wieder, wohingegen die rein grauen Symbole das temporäre Netz von 2009 markieren. Alle diese Stationen zeichnen kontinuierlich auf, die Feststationen senden Ihre Daten in Echtzeit (WLAN, GPRS, DSL) an die Datenzentrale nach Fürstenfeldbruck.

Seit dem Jahre 2002 unterhält das Geophysikalische Observatorium der LMU ein permanentes Seismometernetz (Kraft, 2006), welches seit 2004 weiter ausgebaut wurde und die mit 200 Hz abgetasteten, kontinuierlichen Daten “on-line” nach Fürstenfeldbruck in die Datenzentrale übermittelt. Um die Detektions- und Lokalisierungsgenauigkeit zu erhöhen, wird dieses Netz in den Sommermonaten durch temporäre Stationen verdichtet. Im Jahr 2009 konnte ein Netz mit insgesamt 21 seismischen Stationen von Mai bis Ende Oktober betrieben werden (Abb. 6). Das zeitgleiche Auftreten eines Erdbebenschwarms macht den vorliegenden Datensatz bislang einzigartig.
Die seit dem Jahr 2002 stetig verbesserte Lokalisierungsgenauigkeit unterstützt die These, dass die in der Umgebung Bad Reichenhall auftretende Seismizität ausschließlich an den Hochstaufen gebunden ist (Abb. 7). Unter Berücksichtigung der Topographie ergibt sich ein seismisch aktives Volumen, welches von der topographisch unruhigen Oberfläche bis etwa in eine Tiefe von 4 km reicht und dort ausklingt (Abb. 7). Je nach Netzdichte schwankt die Magnitude der Vollständigkeit bei vorausgesetzter Gutenberg-Richter Beziehung zwischen Mc=0.3 und Mc=-0.2 (2002,2009). Um die Daten untereinander vergleichbar zu machen, wird nachfolgend ausschließlich die Magnitude der Vollständigkeit von Mc = 0.3 benutzt.
Schon früh wurde die Vermutung geäußert, dass das Auftreten der beobachteten Erdbebenschwärme mit den im Gebiet niedergehenden Niederschlägen korreliert (Nöthen, 1981; Schwarzmann et al., 2001). Um dies vertiefend zu untersuchen, wird seit 2003 zusätzlich ein an einigen Stationen installiertes meteorologisches Messnetz betrieben. Abb. 8 zeigt neben der Regenrate (2002 - 2003 sind die Daten der Station Inzell des Deutschen Wetterdienstes gezeigt) pro Tag, die Ereignisrate pro Tag sowie die kumulative Magnitude pro Tag. Es wurden nur Ereignisse gezählt, welche eine Magnitude Ml=Mc=0.3 aufweisen.

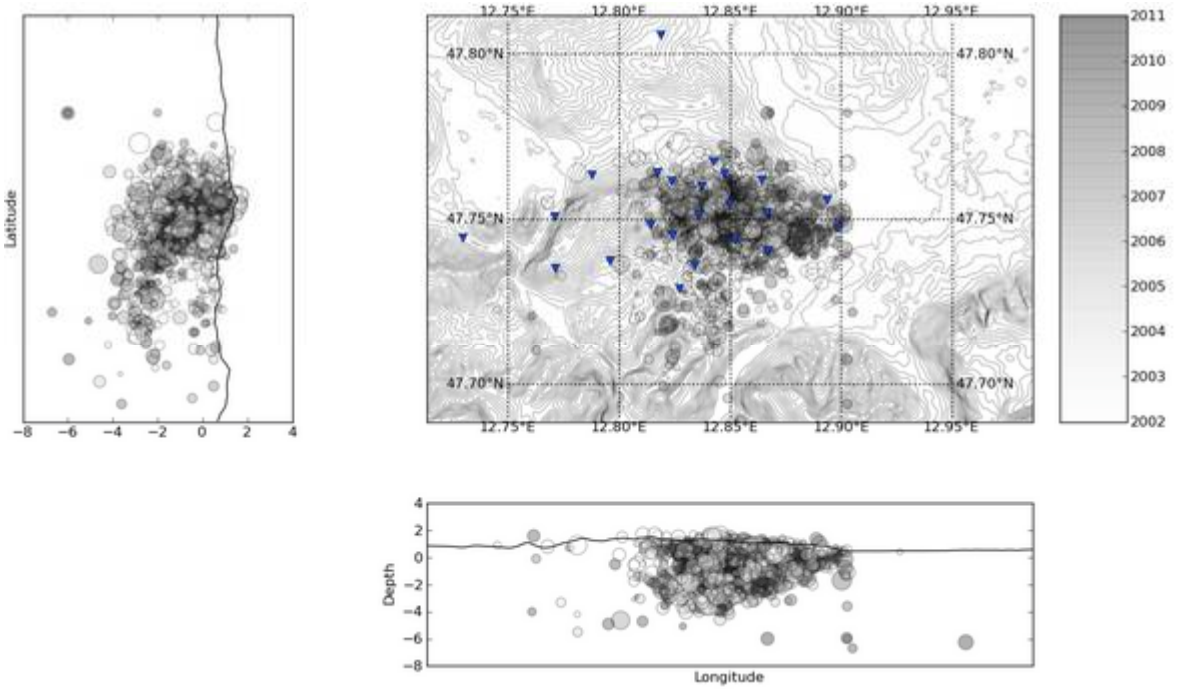


Abb. 7: Erdbeben bei Reichenhall seit 2002. Die Dreiecke geben den maximalen Stationsausbau im Jahr 2009 wieder. Auffällig ist die räumliche Begrenzung des Schwarmbebengebiets auf den östlichen Teil des Gebirgsstocks des Hochstaufen und die Begrenzung der Tiefenlage auf 4 km.

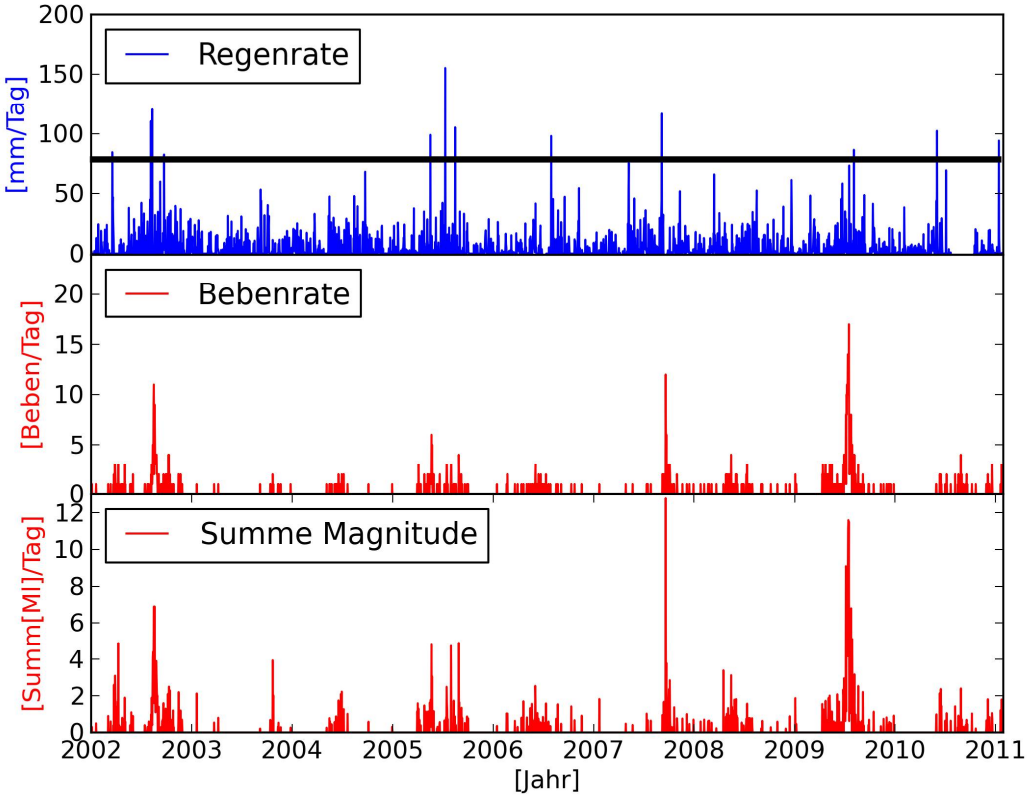


Abb. 8: Regenrate sowie Bebenrate und kumulative Magnitude seit 2002 (Ml = Mc = 0.3). Wird ein Schwellwert von 80 mm/Tag Niederschlag festgelegt, so zeigt sich eine zeitliche Übereinstimmung mit der ermittelten Bebenrate.

In einer Serie von Publikationen zeigen Kraft et al. (2006a,b) und Hainzl et al (2006), dass für den Bebenschwarm 2002 ein Zusammenhang zwischen Starkregenereignissen und die raum-zeitliche Ausdehnung und Anzahl von Ereignissen des Erdbebenschwarms März und August 2002 abzuleiten ist. Während Kraft et al. (2006a) von einer diffusiven Verbindung zwischen versickerndem Regenwasser ausgeht, zeigen Hainzl et al. (2006), dass die Verknüpfung der diffusiven Druckpertubation in der Tiefe mit dem Gesetz der "Rate-State-Friction" eine Vorhersage über die Rate der Seismizität zulässt (Abb. 9).

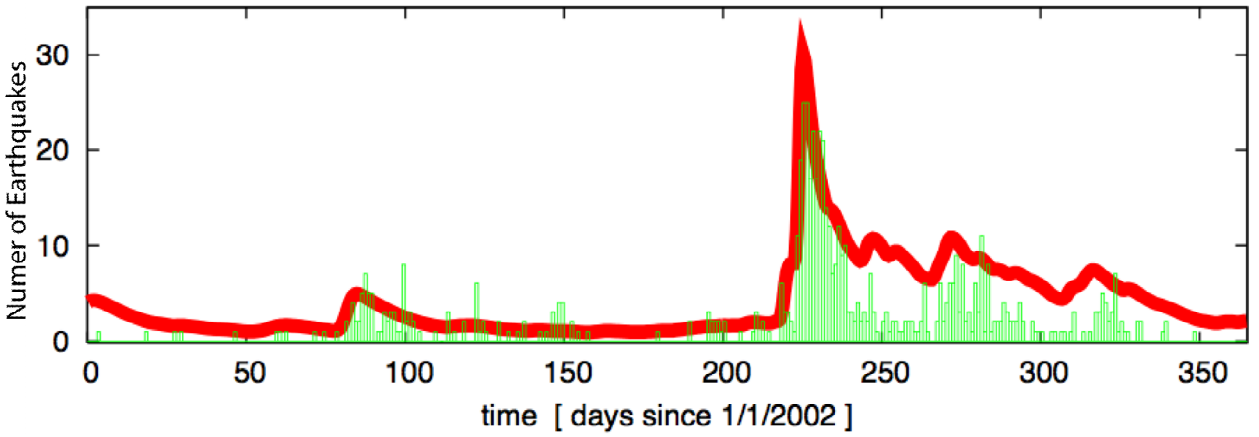


Abb. 9: Vergleich der aufgrund der Porendruckerhöhung vorhergesagte Erdbebenrate (durchgezogene Linie) mit der tatsächlich gemessenen Ereignisrate (Histogramm) -(aus Hainzl et al., 2006).

Die aus diesen Modellierungen abgeleiteten Porendruckerhöhungen, welche für die induzierte Seismizität verantwortlich gemacht werden, betragen für ein Tiefenintervall von 1 - 4km zwischen 500 - 1300 Pa (Hainzl et al., 2006). Diese geringen Drücke sprechen für eine kritisch vorgespannte Kruste im Gebiet des Hochstaufen. Andererseits weist Miller (2008) darauf hin, dass die Verkarstung des Gebirgsstocks und die damit verbundene Abweichung von einem rein diffusiven Fluidtransport deutlich höhere Porendruckvariationen hervorrufen kann und damit eine niedrigere Kritizität der Kruste verlangt.
Als nächster Schritt wird ein rein statistischer Ansatz verfolgt, um nicht an ein potentiell falsches oder unvollständiges Modell gebunden zu sein. Hierbei werden die Ereignis- und Regenraten durch eine Poisson-Verteilung (nicht linear) miteinander verknüpft. Zudem können über den "Distributed Lag" Ansatz zeitliche Verzögerungen der Regenwirkung explizit in der Modellierung berücksichtigt werden. Um auch die Wirkung anderer Größen auf die Ereignisrate zu untersuchen wurden diese Größen (Tilt, Strain, Lufttemperatur) mit in die statistische Modellierung aufgenommen. Um die zeitliche Verzögerung der Regenwirkung auch tiefenabhängig zu modellieren, wird in diesem Modell die Bebenrate in vier verschiedene, willkürlich gewählte Tiefenintervalle unterteilt (Abb. 10).

Depth Category j	$j=1$	$j=2$	$j=3$	$j=4$
Depth in km	$]0,-1]$	$]-1,-2]$	$]-2,-4]$	$]-4,-\infty[$
Number of quakes	36	18	57	7
$i_{max(j)}$	Lag 10	Lag 11	Lag 12	Lag13
$\hat{\beta}_{i_{max(j)}}$	0.010	0.006	0.004	0.003

a)

	Estimate	P-Value
Temperature	0.031	0.0007
Tides	-0.297	0.0410
Tilt North South	0.008	0.0001
Tilt East West	-0.011	0.0000
Strain North South	0.941	0.4022

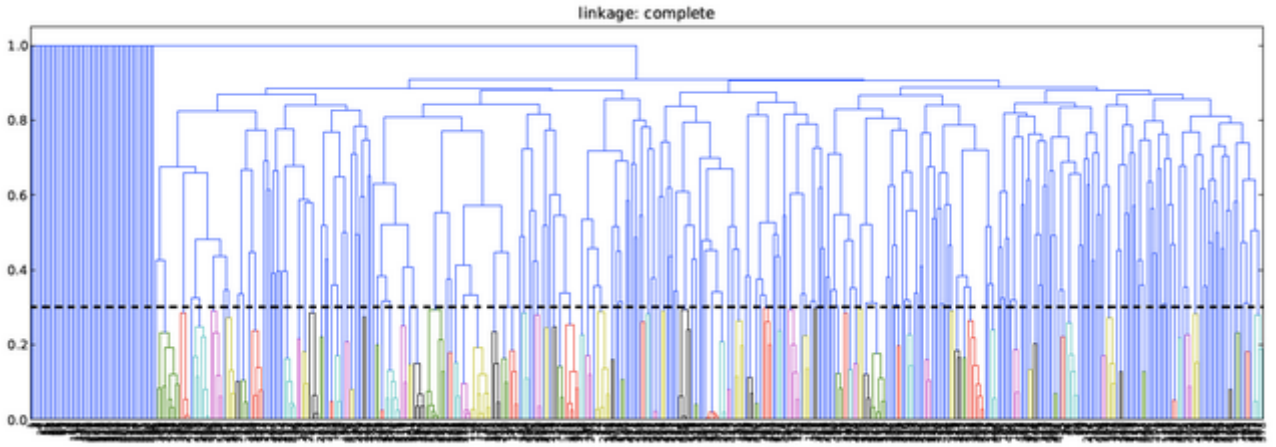
b)

Abb. 10: Ergebnisse der statistischen Modellierung mit dem Ansatz der "Distributed Lags". In a) ist der Zeit-Tiefen abhängige Effekt des Regens auf die Bebenrate zu erkennen (Tiefe von Geländekante). "Lag" steht in diesem Fall für Tage nach einem Regenereignis, der Koeffizient ß gibt die Stärke des Regeneinflusses wieder. In b) sind die P-Werte und die Größen der modellierten Einflüsse anderer Parameter zu erkennen. Während die Lufttemperatur und der Nord-Süd Tilt, der durch die Tiden verursacht wird einen gewissen Einfluss zu haben scheinen, so trifft dies überraschenderweise nicht auf den Strain zu. Der Tilt in Ost-West Richtung scheint dagegen einen negativen Einfluss auf die Ereignisrate zu haben.

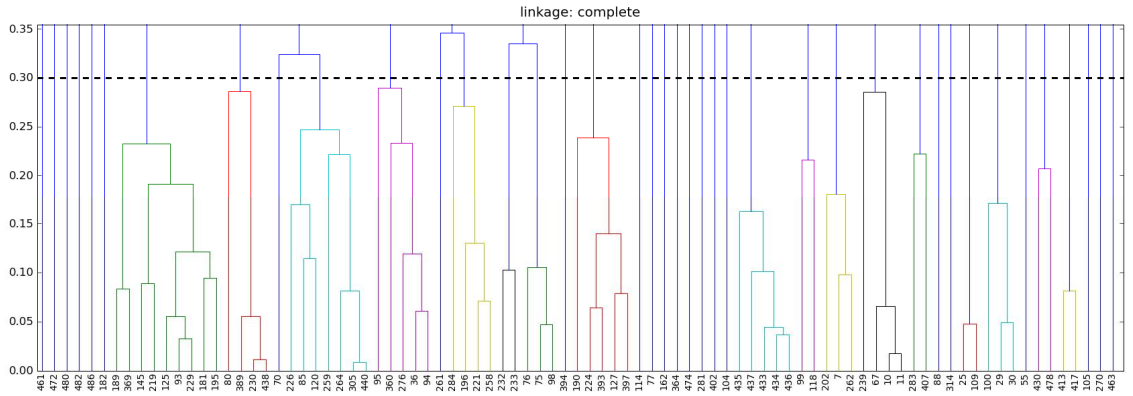
Auch mit diesem sehr einfachen Ansatz lässt sich ein statistischer Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Regenereignissen und Erdbeben am Hochstaufen herstellen (Abb. 10). Zudem scheinen auch die Tiden, die in diesem Modell synthetisch mit dem Programmpaket von D.C Agnew ("SPOTL: Some Programs for Ocean-Tide Loading"; http://igppweb.ucsd.edu/~agnew/spotlmain.html) für eine homogene, elastische Erde berechnet wurden, einen, wenn auch geringen, Einfluss auf die Erdbebenrate zu haben. Ungeklärt ist der Mechanismus der zu einer signifikant positiven Korrelation der Lufttemperatur mit der Ereignisrate führen kann. Hierbei können bisher nicht explizit modellierte saisonale Effekte eine Rolle spielen: die größten Regenereignisse finden in dieser Region in den Sommermonaten und damit bei durchschnittlich höherer Umgebungstemperatur statt.
Ungeklärt bleibt, wodurch die Größe des maximalen Ereignisses eines Erdbebenschwarms beeinflusst wird. Die am Hochstaufen auftretenden Erdbeben fallen mit einer Magnitude von bis zu Ml = 3.4 zum Teil sehr kräftig aus und werden aufgrund ihrer geringen Herdtiefe häufig deutlich wahrgenommen. Ein Zusammenhang der Magnitude mit der Regenrate oder Regenmenge kann nicht bestätigt werden, wobei wenn eine genaue Modellierung noch aussteht. Auch eine Abhängigkeit der Stärke eines Bebens von der Größe des Zeitintervalls

zwischen zwei Schwärmen, welches bei einem gleichmäßigem Ladungsvorgang zumindest plausibel wäre, kann nicht als Erklärung herangezogen werden. Zwei der stärksten Ereignisse (18. April 2008 und 20 September 2007), beide mit einer Lokalmagnitude von 3.4, lagen nur etwas mehr als ein halbes Jahr auseinander, während zwischen den Schwärmen vom Jahr 2005 und 2007 zwei volle Jahre liegen. Ungeprüft ist bislang die Hypothese, dass der Ort an dem die stärkeren Beben auftreten einen Einfluss auf die Magnituden haben könnte. Zwar zeigte eine kleinräumig durchgeführte b-Wert Kartierung, dass am Hochstaufen Bereiche unterschiedlicher b-Werte existieren könnten, der dazu verfügbare Datensatz ist allerdings noch zu klein bzw. ungenügend ausgewertet. Die nur punktuell durchgeführten Regenmessungen und nur sehr ungenügend bekannte Hydrologie in der Umgebung des Hochstaufen verhinderte bisher die Modellierung des Einflusses des Volumens des eindringenden Oberflächenwassers sowohl auf die Erdbebenstärke als auch auf die Ausprägung des Erdbebenschwarms.
Um die Aussagekraft der registrierten Seismizität zu verbessern, wird wie im Falle der Geothermieüberwachung eine möglichst präzise Relativ-Lokalisierung angestrebt. Zusammen mit der ebenfalls geplanten Geschwindigkeitstomographie zur Verbesserung des der Lokalisierung zugrundeliegenden Geschwindigkeitsmodells wird nur so ein genaueres Abbild der Störungszonen am Hochstaufen möglich sein. Erste Ähnlichkeitsanalysen und Relativ-Lokalisierungen zeigen bereits ermutige Ergebnisse (Abb.11).

a)



b)



c)

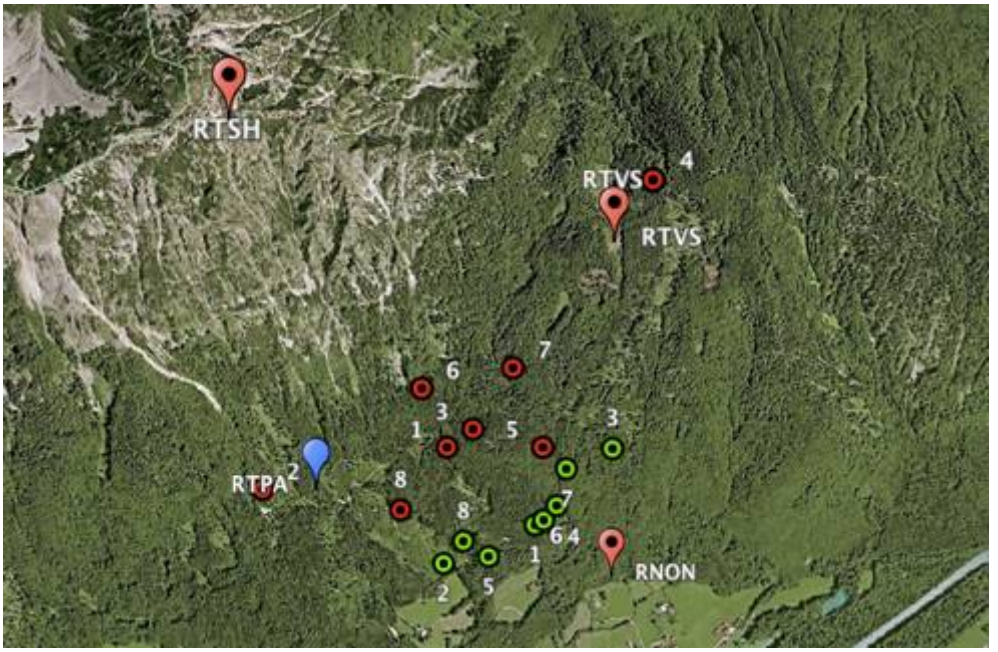


Abb 11: a) Ergebnisse der Clusterung aller registrierten Ereignisse des Jahres 2009 dargestellt in Form eines Dendrogramms. Basierend auf der Wellenformähnlichkeiten (Kreuzkorrelation) wird eine hierarchische Clusterung mit Schwellwert 0.3 der "Unähnlichkeit" und restriktiven "complete linkage" Kriterium durchgeführt. b) Ausschnitt aus a), Einzelne Ereignis-Cluster sind mit unterschiedlichen Farben dargestellt. c) Beispiel der Lokalisierungsverbesserung durch eine methodisch einfache "Master-Slave" Re-Lokalisierung. In grau sind die Absolutlokalisierungen, in hellgrau die Relativ-Lokalisierungen gezeigt. Zur Relativlokalisierung wurden die P- und S-Phasen mit dem "Master"-Ereignis kreuzkorreliert und damit die Einsatzzeitgenauigkeit wesentlich verbessert.

4. Diskussion

Auch wenn noch viele Fragen bzgl. des genauen Mechanismus, der räumlichen Anordnung und nach der Kritizität offen bleiben, so kann festgehalten werden, dass schon außerordentlich geringe Druckvariationen genügen, um in einem kritischen oder nahe des kritischen Punktes befindlichen Gebiet Spannungen durch Erdbeben abzubauen. Die Größe der Druckvariation scheint, zumindest im Fall des Schwarmgebiets Hochstaufen, dabei keine Rolle zu spielen.

Übertragen auf das Voralpenland bzw. die bayerische Molasse müssen neben der Orientierung der Hauptspannungsrichtungen, der Lage und Orientierung der Störungszonen vor allem die Größe der rezenten Deformationen des Gebiets, sowohl in regionalem als auch lokalem Massstab bekannt sein und in etwaige Vorhersagemodelle mit einzufließen.

Während am Hochstaufen sowohl D-GPS Messungen als auch boden- oder luftgestütztes P-InSAR durchgeführt bzw. möglich ist (s. Abb. 12), werden die beobachtbaren Deformationen in der Molasse klein bleiben bzw. nur schwer in die Tiefe (der geothermischen Reservoire) zu extrapolieren sein.

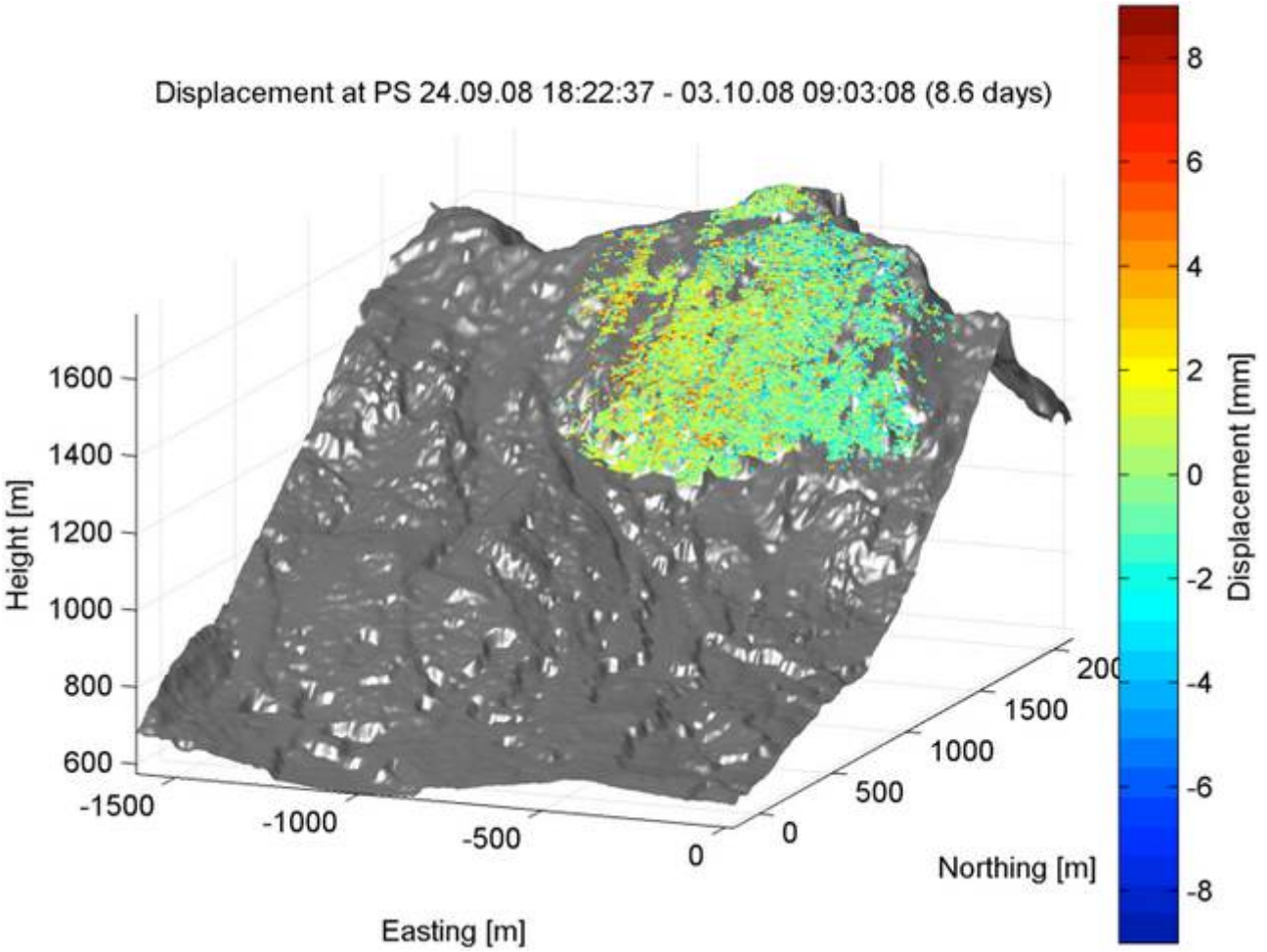


Abb. 12: Deformationsbild einer bodengestützten P-InSAR Messung am Hochstaufen. Dabei wurde in etwa 4 km der Gipfelbereich des Hochstaufen erfasst und das Deformationsbild während einer Woche ausgewertet. Eine Wiederholungsmessung im Frühjahr dieses Jahres ist geplant (Eigentum von S. Rödelsperger TU Darmstadt).

Insbesondere der Vergleich von auftretender zu nicht-auftretender Seismizität an verschiednen Geothermiestandorten im Süden Bayerns lässt in der nahen Zukunft einen Hypothesentest zu. Auch die Erkenntnisse, die durch die Experimente am Hochstaufen zu erwarten sind, liefern wichtige Hinweise auf das Auslösen von seismischen Ereignissen in schwach seismischen Gebieten. Dem Ist-Zustand des Spannungsregimes (Größe und Orientierung) kommt dabei bei der zu erwartenden Magnitude eine wichtige Bedeutung zu.

Literatur

Lüschen, E., M. Dussel, R. Thomas and R. Schulz, 2011. 3D seismic survey for geothermal exploration at Unterhaching, Munich, Germany. First Break, Vol. 29-1.p. 45 - 54.

Hainzl, S., T. Kraft, J. Wassermann, and H. Igel (2006), Evidence for rain-triggered earthquake activity, Geophys. Res. Lett., 33, L19303, doi:10.1029/2006GL027642.

Kraft, T., J. Wassermann, and H. Igel (2006), High-precision relocation and focal mechanism of the 2002 rain-triggered earthquake swarms at Mt. Hochstaufen, SE-Germany, Geophys. J. Int., 167(3), 1513-1528, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03171.x.

Kraft, T., J. Wassermann, E. Schmedes, and H. Igel (2006), Meteorological triggering of earthquake swarms at Mt. Hochstaufen, SE-Germany, Tectonophysics, 424(3-4), 245-258, doi:10.1016/j.tecto.2006.03.044.

Kraft, T, 2006. A New Seismological Network for Bavaria and its Application to the Study of Meteorologically Triggered Earthquake Swarms, Dissertation, LMU München.

Miller, S. A., 2008. Note on rain-triggered earthquakes and their dependence on karst geology, Geophys. J. Int., Vol. 173, pp 334-338, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03735.x

Nöthen, M., 1981. Untersuchung der lokalen seismischen Aktivität im Raum Bad Reichenhall, Diplomarbeit, LMU München.

Reinecker, J, M. Tingay, B. Müller and O. Heidbach (2010). Present-day stress orientation in the Molasse Basin, Tectonophysics, Vol. 482, Issues 1-4, p. 129-138, ISSN 0040-1951, doi: 10.1016/j.tecto.2009.07.021.

Schwarzmann, A., Scherbaum, F. und Schmedes, E., 2001. Erdbeben in Deutschland 1995. Berichte der deutschen seismologischen Observatorien mit einem Katalog wichtiger Weltbeben, chap. Alpen – der Erdbebenschwarm im Raum Bad Reichenhall, pp. 29–36, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.