

Християна Василева Георгиева

**Околорудни хидротермални изменения на  
скалите от медно-порфироно находище Елаците**

**АВТОРЕФЕРАТ**

за придобиване на образователна и научна степен „доктор“  
професионално направление: 4.4 Науки за Земята,  
докторска програма “Петрология”

Научен ръководител:

Проф. д-р Росен Недялков

**София, 2023**

Защитата на дисертационния труд ще се проведе на 11.03.2024 г. от 14:00 часа в заседателна зала 2 - ректорат на СУ „Св. Климент Охридски“..

Материалите по дисертационния труд са на разположение за интересуващите се в катедра „Минералогия, петрология и полезни изкопаеми“ в стая .....

Изследванията по дисертационната работа са осъществени в Химическата лаборатория към катедра „Минералогия, петрология и полезни изкопаеми“ в Софийски университет; в лабораторията по Рентгеноструктурен анализ към катедра „Минералогия, петрология и полезни изкопаеми“ в СУ; в Лабораторията за лазерна аблация с маспектрометрия в индуктивно свързана плазма (LA-ICPMS) към Геологически институт на БАН; в лаборатория Евротест Контрол ЕАД, гр. София; в Института за еволюция и биоразнообразие към музея за Естествена история, Лайбниц, Германия; в Лабораторията по „Следови анализ: ИСП-техники и радиоаналитични методи“ към катедра Аналитична химия във факултат по Химия и фармация при Софийски университет; в Институт за атомни изследвания „Атомки“ към Унгарската академия на науките в гр. Деберцен, Унгария; в Лабораторията за сканираща електронна микроскопия към Рударско-геоложки факултет към Белградски университет, Сърбия.

Дисертантът е бил редовен докторант в периода 01.02.2015 г – 01.02.2018 г към катедра „Минералогия, петрология и полезни изкопаеми“, Геолого-географски факултет на Софийски университет.

Дисертационният труд е обсъден на разширен катедрен съвет в катедра „Минералогия, петрология и полезни изкопаеми“, Геолого-географски факултет на Софийски университет на 28.11.2023 г. и насрочен за защита на заседание на Факултетен съвет на ГГФ при СУ „Св. Климент Охридски“ на 15.12.2023.

### **Научно жури:**

- 1.проф. д-р Цвета Станимирова (рецензия, председател)
- 2.доц. д-р Атанас Хиков (рецензия)
- 3.проф. д-р Росен Недялков (становище, ръководител)
- 4.проф. д-р Ирена Пейчева (становище)
- 5.проф. д-р Стефка Приставова (становище)

## Характеристика на дисертационния труд

Обемът на дисертационния труд е 320 страници, в които са включени 225 страници текст, 126 фигури, 33 таблици, 18 страници литература (270 заглавия) и 73 страници приложения (Приложение 1 - Таблица на Фактически материал, Карта 1 на фактически материал (хоризонти), Карта 2 на фактически материал (сондажи) и Приложение 2 – Таблици с химични анализи).

## Използвани съкращения в текста

Ab – албит	Hb – амфибол
Adu – адулар	Kaol - каолинит
An – анортит	Kfs - калиев фелдшпат
Ap – апатит	Or - ортоклаз
Bt – биотит	Pl – плагиоклаз
Cc – калцит	Prt - пренит
Chl – хлорит	Qz – кварц
Et – епидот	REE – редкоземни елементи (L – леки; H – тежки)
Fs – фелдшпат	Ser – серицит
Grt – гранат	xN/IN – кръстосани николи/ успоредни николи

## Съдържание

Въведение.....	1
1. Терминологични бележки, представи за зоналност на променени скали в порфирни находища и наименования на променените скали от находище Елаците.....	1
2. Методика на изследването .....	2
3. Геоложко положение и изученост на находище Елаците.....	3
4. Теренни наблюдения .....	5
5. Петрографска характеристика на хидротермално променените скали .....	11
6. Минераложки и геохимични особености на вторични минерали.....	16
7. Привнос-износ на главни оксиди и редки елементи в хидротермално променените скали, изчисляване на „Индекс на промяната“ и Rb/Sr отношение и оценка на възможностите им за употреба при определяне на интензитет на промяна в скали от находище Елаците .....	28
8. Физико-химични условия на образуване на хидротермално променените скали .....	33
9. Леки изотопи на вторични минерали .....	34
10. Дискусия върху еволюцията и модел на магматично-хидротермалната система на медно-порфирно находище Елаците.....	36
Заклучения	
Приноси	

## Въведение

Медно-порфирните находища са един от основните източници на Cu, Au и Mo. Поради тази причина и поради открития, относително по-евтин начин за добиване на полезен компонент, те са едни от най-добре изучените находища на метали. За България медно-порфирните находища имат важно значение за добива на Cu и Au, а за да може тази дейност да е по-ефективна, изучаването на спецификите на находищата е от съществено значение.

Макар находище Елаците да се изучава детайлно от почти 70 години от български и чуждестранни изследователи, някои от въпросите свързани с условията на образуване на хидротермалния флуид, неговата еволюция и неговите изменящи се физико-химични характеристики все още не са изяснени напълно. В световната литература от десетилетия е известен проблема с изясняването на условията на образуване на хидротермалния флуид в медно-порфирните находища, пътищата на придвижване и мобилизация на веществото и установяване на значението на магмата и вместващата скала при определяне на източника на орудяване. Голяма част от проучванията в тази посока се обръщат към изследване на магматичните минерални фази съпътстващи медно-порфирните системи. Друга част от проучванията са свързани с изследване на рудната минерализация, в желанието си да получат добри резултати от достоверен източник. Важно е обаче, да се отбележи, че много малка част от размаха в развитието на хидротермалната система е свързан с образуването, мобилизацията и отлагането само на рудното вещество. Не трябва да се забравя, че орудяването съставлява само малка част от продуктите на хидротермалната система. И така през последните години вече е ясно, че точен и задоволителен отговор на въпросите свързани с изменящите се физико-химични условия на флуидите може да се даде от изучаването на хидротермалните продукти съставляващи метасоматичните изменения на медно-порфирните находища.

**Основната цел** на настоящата дисертация е свързана със задълбочено събиране и изследване на данни за хидротермално променените скали от района на находище Елаците. Друга цел е определянето на пространствените взаимоотношения между метасоматичните тела (доколкото това е възможно). **Важна задача** на настоящата работа е охарактеризирането на някои от условия на образуване на хидротермалния флуид и неговата еволюция, посредством детайлното изучаване на петрографските особености, химичните и геохимичните параметри на променителните продукти. **Основен акцент** в изследването се поставя върху петрографията, минералогията и геохимията на нерудните минерали изграждащи метасоматичното изменение на скалите.

### 1. Терминологични бележки, представи за зоналност на променени скали в порфирни находища и наименования на променените скали от находище Елаците

#### *Терминологични бележки*

С цел да бъдат избегнати разногласия между специалисти от различни области (метасоматична петрология, рудна минералогия и др.) са въведени формулировки на основните термини използвани в текста: *метасоматоза/метасоматични процеси; хидротермален флуид/ хидротермален разтвор; хидротермални изменения на скалите; околорудни изменения на скалите*. Използвани са дефиниции според *Каназирски 2011*.

*Представи за зоналност на променени скали в порфирни находище*

Изследването на зоналността на хидротермалните продукти, представена в медно-порфирните системи, започва през втората половина на XX век. Едни от първите известни модели от този период са работите на *Jerome 1966* (който отделя калиева, филитова и аргилизитова промяна) и *Lowell and Guilbert 1970* (който отделят калиева, филитова, пропилиитова и аргилизитова). По-късно множество автори изследват зоналността на промените и геохимичното разпределение на елементите в порфирните системи (такава са например работите на *Sillitoe 1973*, *Gustafson and Hunt 1975*, *Hollister 1978*; *Shujun et al., 1984*, *Dilles and Einaudi 1992*, *Sinclair 2007*, *Sillitoe 2010*, *Хуков 2013*; *Wilkinson et al., 2015* и др.). Някои от ранните модели са обобщени в работата на *Sillitoe 2010*.

#### *Наименование на променените скали от находище Елаците*

В дисертацията хидротермалните промени на скалите са описани като: Са метасоматоза (скарни и епидозити), Na-Ca промяна, Na-Ca-K-силикатна, K-силикатна, K-силикатно-филитова, кварц-серицитова, кварц-адулар-карбонатни промени, пропилиитизация и аргилизитоподобно изменение. Терминът K-силикатно-филитова промяна е предложен като алтернативен за термина хлорит-серицитовата промяна (описана в работата на *Sillitoe 2010*) или термина K-силикатно-серицитова промяна (предложен от *Kanazirski et al. 2002* за същия тип изменение в находище Елаците), за да се подчертае връзката на тази промяна с образуването на вторичен хлорит.

## **2. Методика на изследването**

За съставяне на настоящата работа са проведени следните изследвания и изчисления:

*Теренни наблюдения, Микроскопски изследвания* на повече от 230 собствени дюн шлифи и наблюдение на над 500 дюн шлифа любезно предоставени от доц. д-р Невен Георгиев и рудник Елаците; *Мокър силикатен анализ*, проведен в Химическата лаборатория към катедра „Минералогия, петрология и полезни изкопаеми“ към Софийски университет; *Рентгено-флуоресцентен анализ*, проведен в Института за еволюция и биоразнообразие към музея за Естествена история, Лайбниц, Германия; *Следови анализ: ИСП-техники и радиоаналитични методи* към катедра Аналитична химия във факултат по Химия и фармация при Софийски университет; *LA-ICPMS анализ* за определяне на микрокомпонентния състав на скали и минерали, проведен в Геологически институт; *Електронен микрорентгеноспектрален (микросондов) анализ* е проведен в лаборатория „Евротест-Контрол“ ЕАД – София; Проведен е *анализ със сканиращ електронен микроскоп (SEM)* в Лабораторията за сканираща електронна микроскопия към Рударско-геоложки факултет към Белградски университет, Сърбия; *Рентгенодифрактометричен анализ*, проведен в лабораторията по Рентгеноструктурен анализ към катедра „Минералогия, петрология и полезни изкопаеми“ в Софийски университет; Проведен е *анализ за установяване на леките изотопи на въглерода, кислорода и сярата* от променените скали от находището. Анализът е проведен в институт за атомни изследвания „Атомик“ към Унгарската академия на науките в гр. Деберцен, Унгария;

*Температурите на образуване на хидротермален биотит* са определени чрез използването на 2 геотермометъра. Термометърът на *Henry et al. 2005* и *Luhr et al. 1984*; *Температурите на образуване на различните типове хлорит* са направени чрез програма WinCсac (Yavuz 2015). Програмата позволява изчисления на температури според 12 различни термометъра. От тях са подбрани 4, за които са изпълнени всички изисквания и използването им за определяне на температури на хидротермални хлорити е подходящо. Това са термометър на *Kranidiotis & MacLean 1987*, *Cathellean and Nieva 1985*, *Jowitz 1991*, *Zang & Fyfe 1995*; Направени са *изчисления за определяне на наляганията* на

образуване на хидротермалните амфиболи с уравненията на *Mutch et al. 2016*; За определяне на *окислително-редукционния потенциал на средата* по време на образуване на хидротермален биотит са използвани изчисленията на *Wones 1989*.

### 3. Геоложко положение и изученост на находище Елаците

#### *Регионално геоложко положение*

Медно-порфирно находище Елаците е разположено на 55-65 км източно от гр.София, на около 6 км южно от гр. Етрополе. Формирано е в рамките на Елашко-Челопешкото рудно поле, в най-северните части на т.нар. „Панагорския руден район“ (*Константинов 1952*).

По своите геоложки и металогенни характеристики Панагорски руден район (ПРР) се явява в елемент от Апусени-Банат-Тимок-Средногорски (АБТС) магматичен и металогенен пояс дефиниран от *Popov et al. 2002*. Множество автори съобщават, че поясът се характеризира с развитието на горнокредни вулкански и плутонични скали и с асоцииращите с тях голям брой находища (*Константинов 1954; Jankovic et al. 1997; Богданов 1987; Popov & Popov 1997; Popov et al. 2000, Popov et al. 2002 и др*).

Според тектонската подялба на *Иванов 2017* ПРР попада в Средногорската тектонска зона, която е разделена на 3 сектора: западен, централен и източен, ПРР попада в централния сектор. Според магматичното райониране районът (Панагорски вулкано-интрузивен район) попада в Централно-средногорската магматична област (*Дабовски и др. 2009*) част от „Средногорска вулкано-интрузивна зона“. (*Stanisheva-Vassileva 1980; Dabovski et al. 1989, 1991*). Като районът обхваща горнокредни вулкански и интрузивни комплекси (**Фигура 1**).

#### *Общи бележки, геология и изученост на находище Елаците*

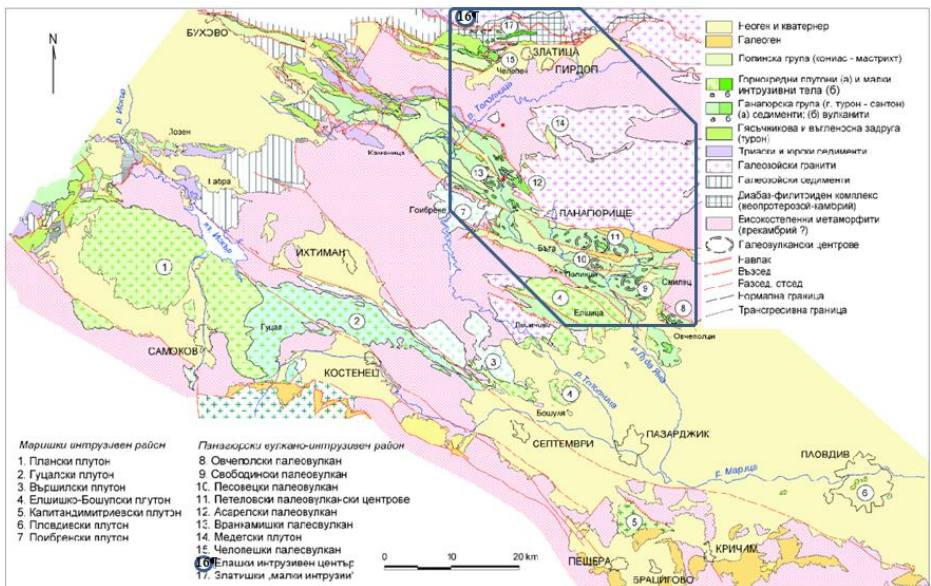
Елаците е едно от най-добре изучените находища в България. Неговото проучване започва в средата на ХХ век и е приведено в експлоатация през 1981г. До началото на 2008г. са добити 255 390 хил.т. руда със съдържание на Cu 0.388% (*Георгиев 2009*).

Метаморфните скали от района на находище Елаците са представени от метаморфозирани зелени шисти, отнесени към Диабаз-филитоидната формация (ДФФ) за пръв път от *Ст. Траилчиев 1961, Velichkova et al 2001, 2004* определят възрасти на тектомометаморфните събития от Средногорската единица. Авторите определят 317-305 Ма чрез  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирание на бели слюди и биотит от разнообразни гнайси и шисти. *Georgiev et al. 2020* изследват циркони и определят възрасти по U-Th-Pb за метаморфни скали от подложката с Ордовишка възраст. Множество автори описват състава на контактно-променените скали и споменават голямо разнообразие от хорнфелзи, хорнфелзувани шисти, пълчиви и петнисти шисти: биотит-фелдшпатови, амфиболови хорнфелзи, контактни амфиболити, актинолитови, двуслюдени шисти и др. (*Димитров 1939, Николаев 1947, Траилчиев 1961, Иванов и др. 1976, Чешитев и др. 1995, Лазарова 2006, Lazarova 2008 и др.*).

Множество автори работят върху скалите на Веженски плутон и информацията свързана с неговия състав и тектонско положение е относително пълна. Плутонът бива отнасян към Старопланинската калциево-алкална формация (*Димитров 1939, Иванов и др. 1976*) или към Старопланинския гранодиорит-гранитов комплекс (*Попов и др. 2012 и др.*). *Katenov et al. 2002* определят абсолютната възраст по Zr за плутона на 314 Ма, *Georgiev et al. 2020* определят възраст на плутона  $307\pm 0.85$  Ма и възраст на субвулкански тела с възраст 306–301 Ма. В състава на плутона са описвани няколко различни разновидности: кварц-монодиорити, кварц-диорити, амфибол-биотитови и биотит-амфиболови

гранодиорити, монцогранити до гранити, като преобладават гранодиоритите (Куйкин и др. 1971; Калайджиев и др. 1984, Чешутев и др. 1995, Kamenov et al. 2002, Лазарова 2006, Lazarova 2008 и др.), рядко се наблюдават кварц-монцодиоритите, кварц-диоритите, диоритовите и разнообразни порфирни разновидности (Kamenov et al. 2002, Лазарова 2006).

Калайджиев и др. 1984 определят, че в приконтактните зони между Веженски плутон и разнообразните шисти и хорнфелзи са внедрени редици интрузивни тела и дайки с късноалпийска възраст. Най-голямото от тях те обособяват като „Елашки малък интрузив“. Първи по-подробни петроложки данни за горнокредните магматични прояви в Ботевградска централна Стара планина дава Стоянова 1994. Горнокредната възраст на порфиритите е по-късно потвърдена от Лилов и Чупчакова 1999, Von Quadt et al. 2002, Handler et al. 2004, Lips et al. 2004. Ма и др. В своята работа Von Quadt et al. 2002 отделят в рамките на медно-порфирното находище Елаците пет дайкови единици от предимно порфиритови скали – 1) кварцови монцодиоритови порфирити ( $92.1 \pm 0.3$  и  $92.3 \pm 1.3$  Ma възрасти по циркони), 2) гранодиоритови порфирити с участието на малки количества кварцови сиенит порфири и гранит порфири ( $91.84 \pm 0.31$  Ma), 3) тънки и розови, богати на калиев фелдшпат аплитови дайки, 4) мафични дайки от микродиорити, микро монцодиорити и диоритови порфирити и техните кварцови разновидности, 5) редки кварц диоритови порфирити ( $91.42$  Ma).



**Фигура 1.** Геоложка карта на Панагорски магматичен район (по Дабовски и др. 2009), с приблизителното положение на Панагорски руден район

Хидротермалните промени на скалите, подобно на другите скали в находището, попадат в полето на интереси на множество автори. Стоянова 1992, 1994 дава данни за хидротермални промени развити по горнокредни магматити от Ботевградска Стара планина и предбалкана. По-късно Fanger 2001 в своята дипломна работа (в Георгиев 2019) определя хидротермални промени в находище Елаците с техните най-характерни

минерали. *Каназирски в Strashimirov et al. 2002* и *Kanazirski et al. 2002* отделят калиева, калиево-серицитова, серицитова, пропилитова промяна. *Tarkian et al. 2003* отделя допълнително филит-аргилзитова промяна. *Kehayov 2005* добавя и описва аргилзитова промяна в находището. *Георгиев 2005* в своята дисертация споменава за устно съобщение на Каназирски за смесен Na-K тип изменение, който се характеризира с образуване на рихтерит, парагони и пироксен. *Ivanov et al. 2014* отделят кварц-адулар-карбонатни промени в находището. *Георгиев 2019* прави петрографска характеристика и сравнение на валовия състав на някои от хидротермалните метасоматити от находището, прилага карта на разпространението на някои от най-често срещаните хидротермални промени. Връзката между хидротермалните продукти и рудната минерализация е засегната в трудовете на *Tarkian et al. 2003* и *Auge et al. 2005*. *Von Quadt et al. 2002* определят възраст на K-силикатни изменения в находището  $90.55 \pm 0.8$  Ма чрез Rb-Sr метод.

От 2002г. до сега екип на НИС при Софийски университет работи върху геоложкия строеж, структурните особености и разпределението на рудните минерализации в находището. Трябва да се отбележи огромният принос на проф. Живко Иванов в съставянето на всички съществуващи от тогава до сега модели за находище Елаците.

#### 4. Теренни наблюдения

##### *Непроменени скали*

В ареала на находище Елаците се наблюдават: старопалеозойски нискометаморфни скали които при внедряването на горнокарбонския Веженски плутон са контактно променени; горнокреден Елашки дайкоподобен интрузив и многобройни дайки (**Фигура 2.**).

*Старопалеозойските скали* от фундамента се разкриват в южните и югоизточни, югозападни части на находището, в най-високите части на котлована. Най-широко разпространените метаморфити са серицитовите, хлорит-серицитовите, хлорит-серицит-карбонатните, хлорит-карбонатните и кварц-серицит-карбонатните шисти, в които се наблюдава финошистозна текстура. В находището почти не се наблюдават свежи представители, а в горните части на котлована тези разновидности са силно изветрели.

*Хорнфелзи, пълчиви шисти и други хорнфелзувани скали* сиви до сивозелени или сиворозови, с голяма плътност и здравина. Представяват сравнително големи тела, които се разполагат в западните и източните (СИ-ЮИ) части на рудника. При описанието на сондажната ядка и теренната работа са установени разнообразни по състав хорнфелзувани скали: биотит-андалузитови, кварц-биотитови, актинолит-тремолитови (много редки), биотитови хорнфелзувани шисти, амфиболони, мусковитови, андалузит-мусковитови, корунд-биотитови хорнфелзи. От тях най-често срещани в находището са амфиболоните, мусковитоните, андалузит-мусковитоните, корунд-биотитоните хорнфелзи.

Скалите на *Веженски плутон* се разкриват в северните и централни части на находище Елаците. При описанието на сондажната ядка и теренната работа са определени като най-разпространени монцогранити и гранодиорити. От тях най-често срещани са гранодиоритите. Най-характерните промени на скалите на плутона са K-силикатната, K-силикатна-филитова и по-рядко кварц-серицитовото изменение (не са редки случаите, когато се установяват наложени една върху друга трите промени), които са развити с различна интензивност. Наблюдават се кварц-адулар-карбонатни промени, рядко пропилитова промяна.

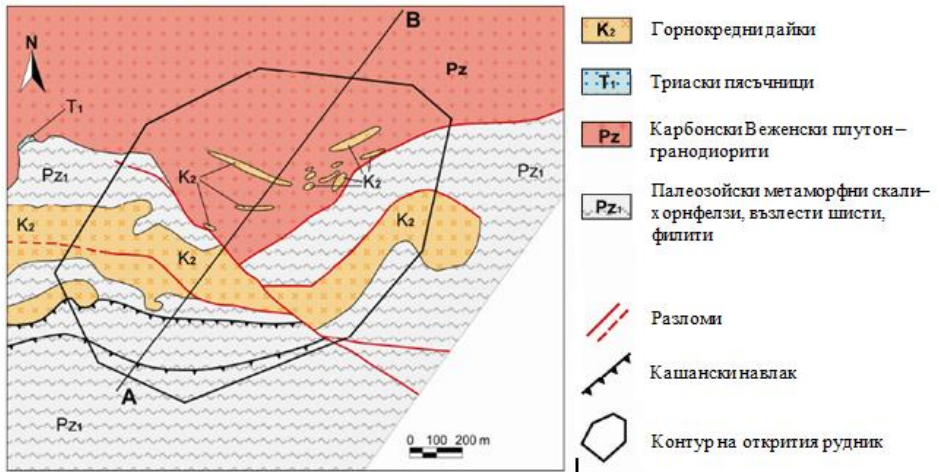
*Елашкият дайкоподобен интрузив (Голямата дайка)* е внедрен в зоните на контакта на Веженския плутон и старопалеозойските скали (*Калайджиев и др. 1984; Димитров 1988; Попов et al. 2000 и др.*). Скалите се разполагат в южните (ЮИ-ЮЗ) част на котлована, а множество дайки се наблюдават сред скалите на Веженския плутон в северните и



централни части. Най-разпространени са кварц-монцодиоритовите и гранодиоритовите порфирити. Най-характерните изменения, които се наблюдават по тях са К-силикатна промяна, К-силикатно-филитова и кварц-серицитова промяна, кварц-адулар-карбонатни изменения и рядко пропилитизация. Последните изследвания доказаха наличието на Na-Ca и Na-Ca-K-силикатна промяна.

*Аплитовите тела* в находището вероятно са свързани както с горнокредния магматизъм, така и с палеозойските скали. Когато са свързани с горнокредния магматизъм се наблюдават неравномерно разпределени в обхвата на находището. По-характерни са за средните и по-ниски нива на котлована (х.1060; х.1120).

В рамките на находището се установяват различни типове *брекчи*, детайлно описвани за пръв път в докладите на проучвателната група ръководена от доц. д-р Невен Георгиев, както и в дипломната работа на *Хаджиева 2009*. От различните типове брекчи, за нуждите на изследването на хидротермалната система и на хидротермално променените скали най-важно значение имат магматично-хидротермалните брекчи. Те са установявани свързани с всички интрузивни импулси, без този на аплитите. Най-често те се наблюдават с кварц-монцодиоритови порфирити или с гранодиоритовите порфирити. Брекчи се установяват и с малкото тяло от сиенит порфирити.



**Фигура 2.** Геоложка карта на находище Елаците (по Георгиев 2008).

### *Хидротермални промени на скалите*

Хидротермалните изменения асоцииращи с находището са определени като К-силикатна промяна, К-силикатно-филитова промяна, пропилитова промяна, кварц-серицитова промяна, кварц-адулар-карбонатна промяна, подобно на аргилизитовото изменение и новите за находището Na-Ca промяна, Na-Ca-K-силикатна промяна и Ca-метасоматоза.

*Са-метасоматоза* в находището се проявява чрез образуването на скарни и „епидозити“. Скарните са наблюдавани в два сондажа от И (ЮИ) част на находището (ГП-74, ГП-10). Скалите са сиво-зелени на цвят, като в тях се наблюдават жълто-зелени участъци (Фигура 3. Б). Скалите са нашистени и огънати. Скарните са образувани в хорнфелзувани шисти. В тях се установяват по-късни жили разнообразни състави: с епидот, с пироксен, с амфибол, с карбонати.

Епидозитови тела са „необикновено“ проявление на Са-матасоматоза в находището. Те са наблюдавани както на хоризонтите, така и описвани в сондажи (х.1090; ГП-74) от И (ЮИ) част на рудника. Представяват сиво-зелени на цвят скали с жълто-зелени струпвания и с петниста текстура (**Фигура 3. А**). В него първичната шистозност на скалата е частично запазена. Контакт с магмените тела не се наблюдава. Жълто-зелените участъци се обособяват на петна и придават неравномерен изглед на скалата. Цветът на струпванията се дължи на значително количество епидот, пренит, пироксен и сулфидни минерали.

*Na-Са метасоматоза* е сравнително рядко срещана. Обемно развита се наблюдава в горнокредните магмени тела, като е характерна както за кварц-монцодиоритовите порфирити, така и за гранодиоритовите порфирити. По-често е наблюдавано образуването на разнообразни по състав жили (най-често срещаните жили са албитовите жили, амфиболовите жили, амфибол-епидотовите жили). Най-впечатляващите проявления на Na-Са промяна в рамките на котлована са амфиболови жили. Те се установяват в И част на рудника (х. 1090). Жилите са вместили в гранодиоритите на Веженски плутон, като дебелината им може да достигне до няколко десетки см (**Фигура 3. В**). Макроскопски те са наситено черни, с амфиболови кристали достигащи до 1 см. Върху жилите се установява наложена, по-късна К-силикатна промяна, която обхваща и вместилия гранодиорит и придава розов цвят. Албитови жили се установяват в почти всички литоложки разновидности. Обикновено цветът им е розов от наличието на микровключения от хематит.

*Na-Са-К-силикатната промяна* също е сравнително рядко срещана. Площно развита се установява само в два сондажа (ГП-48, ГП-38) в гранодиоритовите порфирити и само в един случаи е наблюдавана в кварц-монцодиоритовите профирити. Под формата на жили се наблюдава почти във всички литоложки разновидности. Промяната се характеризира главно с образуването на амфибол и биотит. Цветът на скалите е светлосив, те са дребно до среднозърнести и масивни (**Фигура 3. Г**).

*К-силикатната промяна* на скалите е една от най-широко разпространените промени в находището. Тя се наблюдава обемно развита в гранодиоритите на Веженски плутон (най-интензивна в северните части на котлована) (**Фигура 4. А**), така и в горнокредните магматични тела. В нискометаморфните скали от подложката и хорнфелзитите обикновено е под формата на жили. Промяната се изразява в образуването на калиев фелдшпат, вторична черна слюда, магнетит, анхидрит и малки количества кварц и хематит. В находището се установяват два импулса на образуване на К-силикатната промяна (**Фигура 4. В**). В наблюдавания случаи от х.1000 първия импулс е свързан с образуване преобладаващо на калиев фелдшпат в гранодиоритите на Веженски плутон, а втория импулс с образуване преобладаващо на вторичен биотит. Според вижданията на *Ivanov et al. 2014* първият импулс вероятно е свързан с внедряването на кварц-монцодиоритовите порфити, докато втория вероятно е свързан с внедряването на гранодиоритовите порфирити. Характерно за К-силикатната промяна от находището е налагането на К-силикатно-филитовата промяна върху нея. Често се наблюдава наложена и кварц-серицитова и/или кварц-адулар-карбонатна промяна.

*К-силикатно-филитовата промяна* е най-разпространеният тип изменение в находището. Тя се установява почти навсякъде в рудника, както и в сондажната ядка развита в магмените скали засегнати от К-силикатна промяна. Този тип промяна се характеризира с образуване на хлорит и/или серицит главно по вторичен биотит от К-силикатната промяна и по-рядко по биотит от Na-Са-К-силикатната промяна. В минералния състав участват хлорит, серицит, малки количества титанит, рутил и кварц, както и равновесните с тях, реликтови калиев фелдшпат и съхранената вторична черна

слюда, с тази промяна е свързано образуването на изестни количества сулфидна минерализация (предимно халкопирит и пирит). По характер на разпределение К-силикатно-филитовата промяна е обемна промяна (**Фигура 4. Б**).

*Кварц-серицитовата промяна* на скалите е широко разпространена в ареала на нах. Елаците. Тя се наблюдава по почти всички литоложки типове, като трудно различима е в шистите и неясна в хорнфелзуваните скали. Когато присъства кварц-серицитовата промяна рядко е единственото изменение на скалата. Обикновено тя се налага върху всички по-рано образувани промени или е последвана от аргилизитоподобното изменение или кварц-адулар-карбонатна промяна. Кварц-серицитовата промяна е най-интензивно представена в Ю/ЮЗ части на рудника, където се установява в кварц-монцодиоритовите порфирити и има площен характер (**Фигура 3. Д**). В минералната парагенеза участват кварц, серицит, пирит, малко количество карбонат и албит.

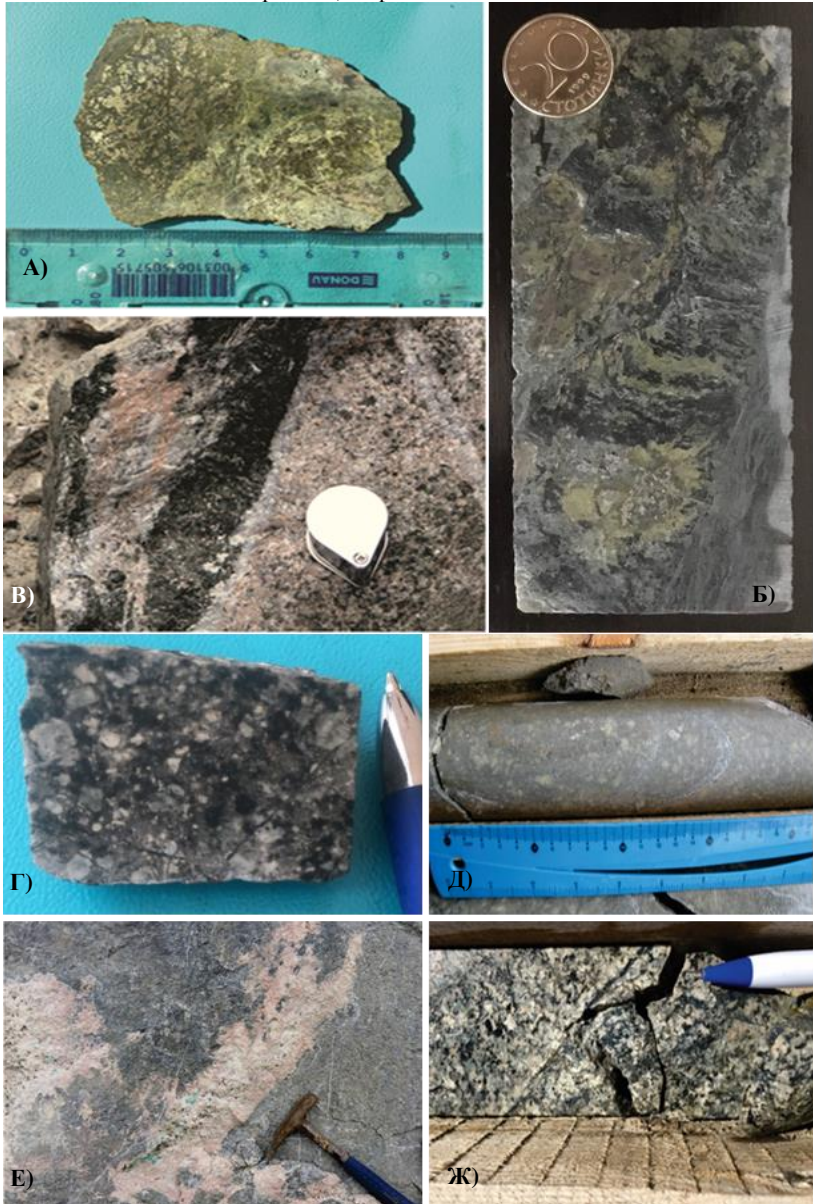
*Кварц-адулар-карбонатните промени* са характерен тип метасоматично изменение на рудник Елаците. Те са относителна нискотемпературни изменения, които се установяват във всички литоложки разновидности. За пръв път този тип изменения са описани от *Nedialkov et al. 2012* в спойка на магматично-хидротермална брекча. От изследването на сондажната ядка е ясно, че този тип изменение може да достига до 400 m дълбочина (вероятно дори повече). Кварц-адулар-карбонатната промяна обикновено изгражда ивици, жили и гнезда (**Фигура 3. Е**). Характерно за този тип изменение на скалите е налагането му върху всички предшестващи хидротермални промени засегнали скалите. Размърът на жилите е разнообразен наблюдават се с дебелина от <0.1 mm до няколко десетки cm. Минералният им състав е разнообразен и включва различни видове карбонати, кварц, адулар, може да присъстват хлорит, серицит, флуорит, различни зоолити, рудни минерали (пирит и халкопирит). Характерно за тази промяна е, че не навсякъде тя е представена с пълния си набор от минерали, а цветът на жилите варира в зависимост от преобладаващия минерал. Жилите често показват зонален строеж, като в периферните им части се образуват карбонатни минерали, кварц и адулар, в централните е по-характерно образуването на калцит, флуорит, рудни минерали и зоолити.

*Подобното на аргилизитовото изменение (аргилизитоподобно изменение)* е слабо представена жила и околупукнатинна промяна. Установява се в югозападните части на котлована (х. 1090, х. 1030), в порфирити засегнати от кварц-серицитова промяна. Минералната парагенеза е представена от каолинит, илит и смектит, малко количество зоолити, карбонат и кварц. Макроскопски скалите са бели на цвят до кремави (**Фигура 3. Ж**) При изследването на сондажната ядка, прави впечатление, че този тип изменение се установява в дълбочина до 200-300 m, като е характерно неговото празпределение около пукнатини или жили.

*Пропилитовата промяна* на скалите в находище Елаците се среща сравнително рядко. Макроскопски тази промяна е трудно различима, тъй като в ареала на находището тя никога не е представена самостоятелно, а се придружава от кварц-серицитовото или наложени върху нея жили от кварц-адулар-карбонатната промяна, което сериозно затруднява възможността за полево определяне на този тип изменение. Наблюдава се в магмените тела (**Фигура 4. Г и Д**). В рамките на котлована порфирити с пропиловата промяна се разкриват във високите ЮИ части. Извън ареала на рудника се наблюдават големи обеми от хидротермално променени тела с бледозелен до сивозелени на цвят.

*Геоложки особености на хидротермално променените скали (пространственото разпределение)*

Много характерно за хидротермалните продукти на находището е асиметричното им разпределение. От извършената тернна работа се установи, че всички проявления на Na-Ca промяна и Na-Ca-K-силикатната промяна, амфиболовите жили и епидозитите са



**Фигура 3.** Тернини снимки А) епидозити; Б) скарни, В) амфиболови жили; Г) Na-Ca-K-Si промяна; Д) кварц-серичитова промяна; Е) кварц-адулар-карбонатни промени; Ж) аргилизитоподобно изменение;





**Фигура 4.** Макрофотографии: А) К-силикатна промяна в гранодиорити; Б) К-силикатна-филитовата промяна в гранодиорити; В) два импулса на образуване на К-силикатната промяна в гранодиорити; Г) и Д) пропилитова промяна;

наблюдавани само в И/ЮИ част на рудника. Става ясно още, че К-силикатната промяна е повсеместно разпространена, но с най-голям интензитет присъства в скалите на Веженския плутон от С части. По нея изключително е развита К-силикатно-филитовата промяна, като рядко се установява „чиста“, което определя К-силикатно-филитовата промяна като най-

широко разпространения тип метасоматично изменение. Кварц-серицитовата промяна е преобладаващо в кварц-монцодиоритовите порфири от Ю/ЮЗ част на рудника. Кварц-адулар-карбонатна промяна е по-широко разпространена в 3 бордове на котлована, където се установи в жили с размери до няколко метра и разнообразен минерален състав. В И част на рудника съставът на промяната е по-прост и размерът на жилите е по-малък. Пропилитовата промяна е преобладаващо извън ареала на рудника, а аргилизитоподобното изменение е наблюдавано само разположено около жили и пукнатини в скали засегнати от кварц-серицитовата промяна.

## 5. Петрографска характеристика на хидротермално променените скали

### Са-метасоматоза

#### *Скарни*

#### Макроскопски белези

Скарните са специфични в цветово и структурно отношение и относително лесно се разпознават. Те могат да бъдат твърде разнообразни и затова тук няма да бъдат описвани.

#### Микроскопска характеристика

Съставът на скарните включва епидот, гранат, пироксен, карбонат, малко количество кварц и рудни минерали. Скарните са определени като „послойни“ (устно съобщение от проф. Недялков), като новообразуваните минерали запазват шистозността на скалата и изграждат гранат-епидотови ивици в нея (**Фигура 5. А**). Често вторичните минерали се наблюдават образувани „в редичка“, образуването им се извършва само в един слой или успоредни слоеве. Хорнфелзуваната скала е пресечена от разнообразни по състав жили: по-късни амфибол-епидотови фини жили с рудни минерали (пирит, халкопирит и магнетит), епидотови мономинерални жили с големина до 6-8 mm, както и от късни зоолитови жили. Амфиболите в тези жили са безцветни до много бледозелени, обикновено идват с жълто-зелен епидот. Гранатите на места са слабо кородирани и в пукнатинките им се образуват зоолити и карбонат. Пироксен се среща сравнително рядко. В участъците, в които скала е слабо скарнирана се наблюдават струпвания от хидротермален титанит.

#### *„Епидозити“*

#### Макроскопски белези

Макроскопски епидозитите са сиво-зелени скали с жълто-зелени участъци, като това оцветяване е неравномерно в обема на скалата. Имат петниста текстура, която се придава от асиметричното разпределение на жълто-зелените участъци.

#### *Микроскопска характеристика*

Вместващата скала е тъмна на цвят изградена от дребно до среднозърнеста маса от кварц (с вълновидно потъмнение), плагиоклаз, карбонат, хлорит, агрегати от бяла слюда. Установява се слабо запазена ориентировка на основната маса, вероятно първоначалната шистозност на скалата. Хидротермалните минерали са впръснати в целия обем на скалата, това са предимно вторични епидот и амфибол, пироксен, пренит, плагиоклаз и карбонат, по-малко хлорит. Новообразуваните епидот и амфибол се наблюдават като струпвания или жили, заедно със сулфидната минерализация, карбонат, пренит и хлорит (**Фигура 5. Б**). Около тези струпвания се установяват розови участъци, в които участват плагиоклаз и хематит. Освен в ореоли около струпванията албитови жили присъстват на различни места в скалата. В струпванията се установяват два вида епидот - жълто-зелен и безцветен и малки количества карбонат, който идва в интерстиционното пространство между

амфибола и епидота. В скалата се наблюдава голямо количество финозърнест, впръснат молибденит, в струвания и изграждащ жили по фолицията и косо на нея.

### **Na-Са метасоматоза**

#### **Макроскопски белези**

От досегашните наблюдения единственото, което може да се спомене е, че макроскопски тя не се различава значително от непроменените скали, като ясно разграничение се получава при наличието на амфиболони и епидотови прожилки, но те не винаги присъстват.

#### **Микроскопска характеристика**

Минералната асоциация на Na-Са метасоматоза включва амфибол, албит, епидот, магнетит, хематит, малко количество рутил, кварц, хлорит. Много рядко този тип изменение се наблюдава в „чист“ вид, без наложени по-късни изменения. Na-Са метасоматоза се изразява основно в образуването на жили, като техният състав може да е разнообразен. Преобладават такива с албит и хематит, понякога с този тип изменение е свързано образуването на жили с вторичен амфибол (мономинерални или с участие на малко количество епидот и малко количество кварц и магнетит). По-рядко Na-Са метасоматоза може да се наблюдава плочно, в дълбоките нива на някои сондажи (GP-35, GP-56) (Фигура 5. В).

Албитови жили се установяват в почти всички литоложки разновидности и са засегнати от по-късно глинавяване. Съставът на амфиболоните жили е представен от амфибол, малко количество кварц и магнетит, хематит (Фигура 5. Г). Около амфиболоните жили се установява ореол от леквократна зона изградена преобладаващо от кварц и калиев фелдшпат с малко количество плагиоклаз, хлорит, карбонат, биотит и вторичен амфибол. Около леквократната зона вместицата скала е розова, променена от К-силикатната промяна, която навлиза и жилата. Епидотови жили се срещат често във всички литоложки разновидности, в състава им участва жълто-зелен епидот, хлорит, пирит и халкопирит.

Когато Na-Са промяна се установява с плочен характер в скалата, обикновено в състава ѝ са представени амфибол, кварц, хематит, плагиоклаз, титанит, рутил. По-често засяга кварц-монодиоритовите порфирити, като се наблюдава запазване на първичната структура на скалата.

### **Na-Са-К-силикатна промяна**

#### **Макроскопски белези**

Na-Са-К-силикатната промени (подобно на Na-Са промяна) е установена съвсем скоро и за нея още няма достатъчно натрупан опит за ясно разграничаване. И тук може да се спомене, че от досегашните наблюдения, макроскопски тя не се различава значително от непроменените скали, в случаите когато е интензивно представена наподобява кварц-серицитовата промяна и придава по-светъл цвят на скалите.

#### **Микроскопска характеристика**

Минералната парагенеза на преходната промяна включва амфибол, биотит, по-малко количество албит и малки количества калиев фелдшпат, титанит, рутил, апатит, магнетит, може да присъства епидот, а на едно място се установява пироксен. Вторичните минерали се образуват в жили, в основната маса или под формата на псевдоморфози по магматичните мафични минерали. Най-характерно за тази промяна е образуването на амфибол и биотит (Фигура 5. Д), като двата минерала имат нееднозначни отношения (поякога биотита е по-късен, в други случаи амфибола е по-късен) и образуват прораствания в основната маса или заместват фемични минерали. Амфибола е бледозелен до зелен на цвят, дребнозърнест, хипидиоморфен до ксеноморфен. Биотит присъства като

хипидиоморфни люспички с бледокафяви цветове. Албита е дребнозърнест хипидиоморфен, в основната маса или под формата на псевдоморфози. Пренит присъства в жили или в основната маса. Присъствието на титанит е свързано с промяната на фемичните минерали. Магнетита е дребнозърнест и ксеноморфен.

Скалите на промяната често са пресечени от кварц-адулар-карбонатни промени.

### **К-силикатна промяна**

#### Макроскопски белези

Когато промяната е свързана с преобладаване на вторичната черна слюда скалата е по-тъмна, когато е доминирана от калиев фелдшпат скалата е по-светла от изходната. Тъй като хидротермалната промяна е предшествана от напукване на скалата, много често по фините пукнатинки, които не рядко изхождат и от фемичните минерали, пукнатинките се запълват от новообразувани фини, вторични, биотитови или магнетитови минералчета, като по този начин се формират нещо като „опашчици“ към тъмноцветните минерали.

#### Микроскопска характеристика

Промяната се изразява в образуването на калиев фелдшпат, вторична слюда, магнетит, анхидрит и малки количества кварц и хематит (**Фигура 5. Е**). В участъците на интензивна К-силикатна промяна се наблюдава хидротермален циркон, по рядко апатит. Промяната е площна и по-рядко под формата на жили, а когато е интензивно развита почти липсва запазване на първичната структура на скалата, рядко може да се наблюдават реликтови минерали и структури. В зависимост от преобладаващия минерал в състава на промяната могат да се отделят два типа: 1) К-силикатна промяна с преобладаване на калиевия фелдшпат и с преобладаване на вторичната слюда. Фелдшпата изгражда прекристализирани агрегати, заедно с кварц и биотит в основната маса или под формата на псевдоморфози, той е дребнозърнест, хипидиоморфен до ксеноморфен. При промяната с преобладаване на вторичната черна слюда присъстват по-голямо количество магнетит и хематит, по-често срещан е титанита. Анхидрит е рядко срещан.

### **К-силикатно-филитова промяна**

#### Макроскопски белези

При К-силикатно-филитовата промяна, когато водещият новообразуван минерал е магнезиалният хлорит (макроскопски черен) образуван за сметка на хидротермален биотит, то така промененият тъмноцветен минерал остава черен, но напълно губи блясъка си и макроскопски изглежда „матов“. Запазват се и по-рано образуваните „опашчици“. Ако водещият новообразуван минерал е серицита, то новообразуваната скала е по-светла.

#### Микроскопска характеристика

Този тип промяна се характеризира с образуването на хлорит и серицит по вторичен биотит от К-силикатната промяна (по рядко от Na-Ca-K-силикатната промяна), като в зависимост от преобладаващия минерал се наблюдават две петрографски различни разновидности: с преобладаване на хлорит или с преобладаване на серицит. По-често срещана е промяната с преобладаване на хлорит (**Фигура 5. Ж**), той изгражда фини люспички, с бледо зелени цветове, като първоначално на промяна са подложени периферните участъци на вторичната черна слюда и с напредване на процеса се стига до почти пълното ѝ заместване, а с продължаване още на процеса на промяна се стига до изменение и на магматичните минерали. В минералната асоциация участват малки количества рутил и титанит, които се разполагат по периферните участъци на промененото зърно. Присъстват малки количества пренит и халкопирит.

### **Кварц-серицитова промяна**



### Макроскопски белези

Скалата е светлосива и дребнозърнеста, обикновено относително мека и крехка, което я прави сравнително лесно разпознаваема.

### Микроскопска характеристика

Минералният състав на кварц-серицитовото изменение включва образуването на кварц и серицит, плагиоклаз, пирит. По характер на разпределение по-често изменението е структурно контролирано (и се наблюдава образуване на жили) и по-рядко е обемно представена. При интензивна промяна първичната структура на скалата е изцяло заличена. Серицитът е преобладаващият минерал в това изменение, като терминът "серицит" е използван като сборно понятие за бели слюди (мусковит, фенгит), илит и смектит. Основната промяна е свързана с частично заместване на магматичните плагиоклази (**Фигура 5. 3**), което обикновено се случва от центъра към периферията на зърното. Плагиоклаз присъства като дребни, хипидиоморни зърна. Кварца е дребен, ксеноморфен и изгражда агрегати заедно със серицит.

### **Кварц-адулар-карбонатни промени**

#### Макроскопски белези

Много рядко се разпознават макроскопски, в случаи, когато карбонатът, който участва е анкерит и е в относително по-големи количества, то новообразуваната промяна се оцветява в розово-оранжево-кафеникаво. В повечето случаи тази промяна е макроскопски неразпознаваема.

#### Микроскопска характеристика

Тази промяна е разпространена навсякъде в находището, по характер на разпределение е площна, макар не рядко да се наблюдава образувана в жили, гнезда и струвания (**Фигура 5. И**). Минералната асоциация е богата и включва кварц, адулар, карбонатни минерали (калцит, доломит, анкерит, Mn-калцит), зеолити (ломонтит, стилбит, хайландит и хабазит), флуорит, епидот, сулфидни минерали, хлорит, серицит, малко количество апатит, циркон. Обикновено централната част на жилата или гнездото е заета от кварц и калцит, а по периферията се разполага бистър, дребнозърнест, псевдоромбичен адулар и карбонатни минерали. Кварца изгражда дребни зърна с неправилни очертания, хлорита е финолюспест, понякога радиалнолъчест. Сулфидните минерали се представени от пирит и халкопирит.

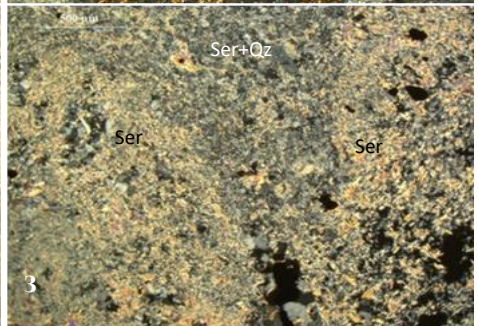
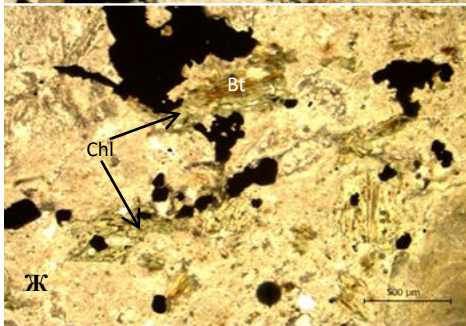
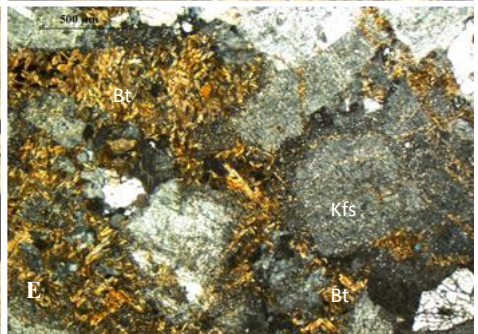
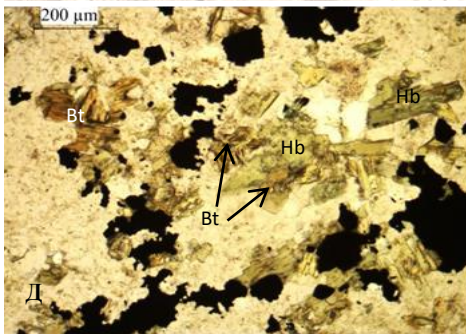
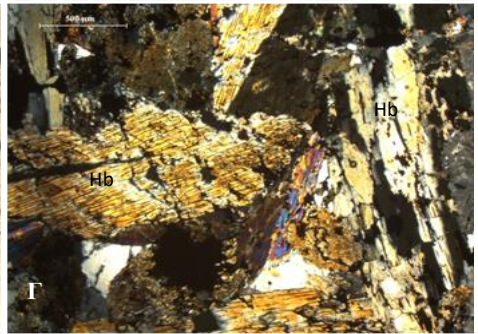
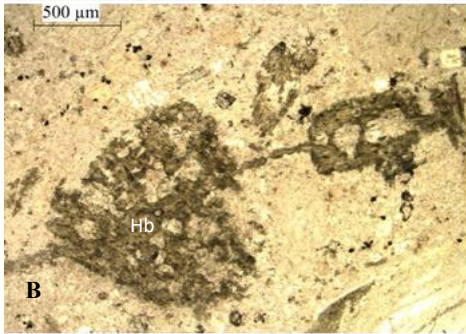
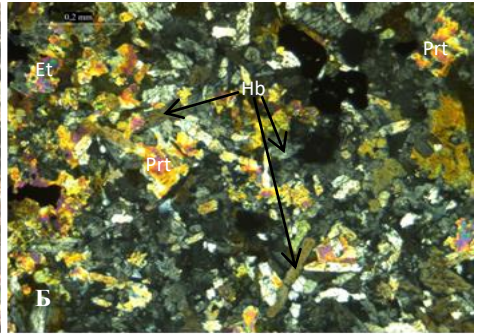
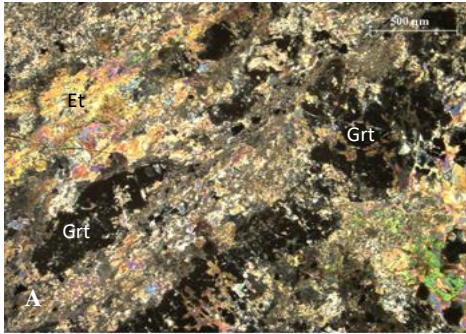
### **Аргилизитоподобно изменение**

#### Макроскопски белези

Присъствието на тази промяна е свързано с пукнатини, които са запълнени с финозърнести бели на цвят глинести материали, чиято асоциация силно наподобява аргилизитова промяна.

#### Микроскопска характеристика

Минералната парагенеза е представена от каолинит, глинести минерали (илит и смектит), карбонат, кварц, участват малко количество серицит или хлорит и единични зърна епидот. Промяната е жилна, като обикновено нейният интензитет е слаб и се наблюдава запазване на първоначалната структура на скалата. Вторичните минерали образуват микрозърнести агрегати, в които определянето на оптическите им характеристики е затруднено. Най-характерно за промяната е образуването на каолинит и глинести минерали по плагиоклаз, частично по калиев фелдшпат и фемични минерали. Аргилизитоподобно изменение обикновено се наблюдава в скали засегнати от кварц-серицитова промяна, в единични случаи се установява в скалите на К-силикатната промяна.





**Фигура 5.** Микрофотографии: А) скарни (xN); Б) епидозити (xN); В) Na-Ca промяна (IN); Г) амфиболови жили (xN); Д) Na-Ca-K-силикатна промяна (IN); Е) К-силикатна промяна (xN); Ж) К-силикатно-филитова (IN); З) Кварц-серицитова промяна (xN); И) кварц-адулар-карбонатна промяна (xN); Й) аргилизитоподобно изменение (xN); К) пропилитова промяна (xN);

### **Пропилитова промяна**

#### Макроскопски белези

Характерно за пропилитите е, че имат зелени до сиво-зелени цветове. В случаите, когато се установяват заедно с друго метасоматично изменение, това затруднява полевото им разграничаване.

#### Микроскопска характеристика

Пропилитовата промяна е обемна промяна, с неголям интензитет и е рядко срещана в рамките на котлована. Минералният ѝ състав включва образуването на хлорит, епидот, плагиоклаз (албит), карбонат, пирит, серицит, зоолити и циркон. Различени са две разновидности на пропилитите: хлорит-карбонатна и епидот-хлоритова.

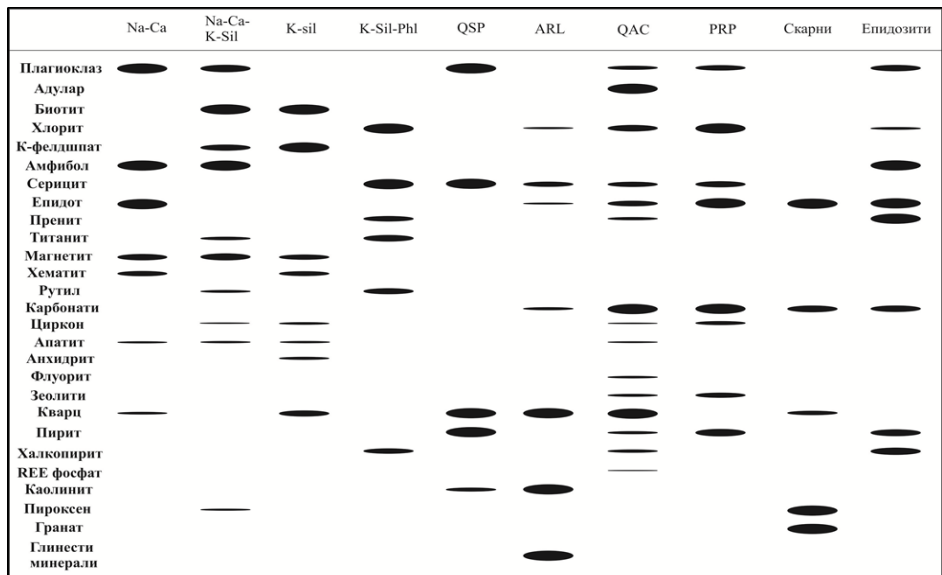
Хлорит-карбонатната разновидност има светлосиво-зелен цвят. В състава ѝ участват преобладаващо хлорит, плагиоклаз (албит), карбонат, серицит, пирит (Фигура 5. К). Епидот-хлоритовата разновидност в рудника е представен предимно в образуването на хлорит и епидот, плагиоклаз в подичено количество, карбонат, серицит и сулфидни минерали.

## **6. Минераложки и геохимични особености на вторични минерали**

Резултатите от петрографските наблюдения и определените минерални асоциации са показани на Фигура 6.

Хидротермалните **биотити** от находището се установяват свързани с два типа промени: К-силикатната промяна (**Bt 2**) и Na-Ca-K-силикатната промяна (**Bt 2-1**).





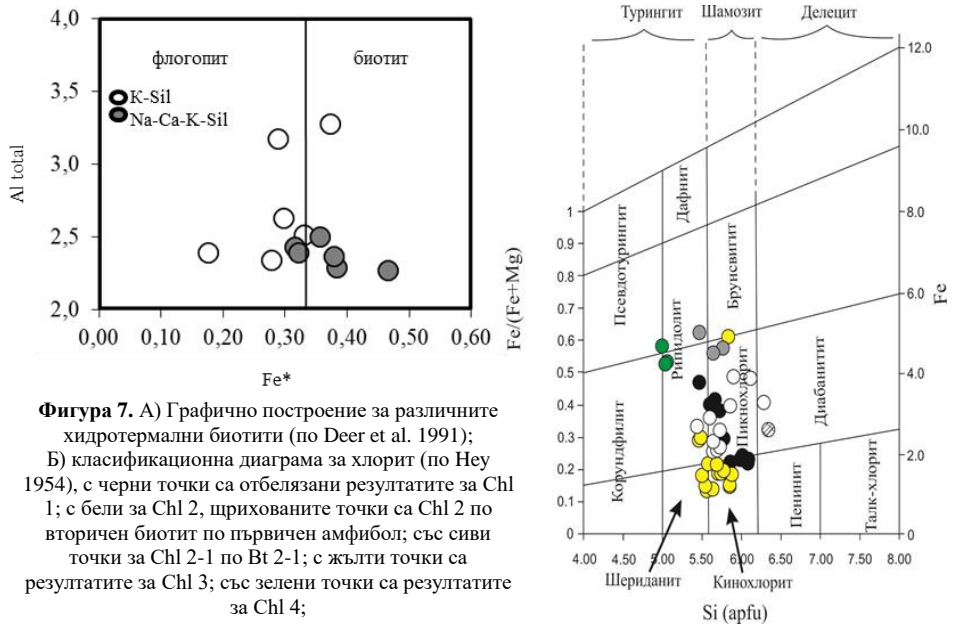
Фигура 6. Минералени асициации на променните скали

По характер на разпределение се наблюдават три форми на присъствие на двата типа биотит: изграждащи псевдоморфози по мафични минерали (магматични биотити и амфиболи, рядко по пироксени); изграждащ жили и гнезда с кварц и калиев фелдшпати; или неравномерно разпределен в матрикса на скалата. Двата биотита се различават по  $Mg^*$  отношение: за Bt 2 между 0,63-0,82, а за Bt 2-1 между 0,53-0,68. На графичното построение  $Al^{IV}/(Fe/Fe+Mg)$  по *Deer et al. 1991* Bt 2 са определени като флогопит, а Bt 2-1 попадат преобладаващо в полето на биотит, с по-високи стойности за  $Fe^*$  ( $Fe/Fe+Mg$ ) отношение и по-ниски за Al total (Фигура 7. А). Установена е ясна положителна корелация между  $Mg^*$  отношение и стойностите за Cl в Bt 2 и липсваща такава за Bt 2-1. Такава положителна корелация е забелязана от *Ayati et al. 2008* в хидротермален биотит от *Dalli porphyry copper deposit* в Иран и авторите предполагат, че това показва, че стойностите на Mg (и Fe) в хидротермалния биотит са пряко свързани с F-Cl-OH обмена между слюдата и хидротермалния флуид. Т.е. за находище Елаците с увеличаване на взаимодействието и интензитета на образуване на К-силикатната промяна стойностите на  $Mg^*$  отношение в състава на биотит ще нарастват. По-високите стойности на Cl в Bt 2 вероятно ще отговарят на образуване на биотита от соли разтвор, докато по-ниските стойности на Cl в Bt 2-1, вероятно са свързани с неговото образуване от относително неутрални разтвори. В Bt 2 се установяват по-високи съдържания на HREE над LREE, както и липса на Eu аномалия и по-високи съдържания на Rb, U, Ta, Nb. За Bt 2-1 се установява преобладаване на LREE над HREE, както и слаба отрицателна Eu аномалия и по-високи стойности на Sr.

Направено е сравнение с магматични биотити от гранодиоритите на Веженски плутон, при което се установи, че съставите на Bt 2 от К-силикатната промяна имат състави типични за образувани в порфирни системи (по-високо  $Mg^*$  отношение и по-нисък Ti), докато съставите на Bt 2-1 показват преходни характеристики между магматичните и хидротермалните.

В находище Елаците се установяват 4 типа хидротермални **хлорити**: 1) хлорит образуван в рамките на пропилитовата промяна (Chl 1); 2) хлорит образуван по вторичен биотит в рамките на К-силикатно-филитовата промяна (Chl 2) или в рамките на Na-Ca-K-силикатната промяна (Chl 2-1.); 3) хлорит образуван в жили и гнезда и свързан с покъсните кварц-карбонат-адуларови промени (Chl 3); 4) хлорит свързан с образуването на епидот и/или пренит предимно в жили или гнезда (Chl4).

**Chl 1** се установява във всички проявления на пропилитите, но най-често срещан е в карбонат-хлоритовите изменения. Обикновено се наблюдава заедно с карбонат, епидот, кварц, плагиоклаз и пирит. По характер на разпределение Chl 1 обикновено замества (частично или пълно) магматични биотити, амфиболи и по-рядко пироксени. Изгражда люспести агрегати с наситен зелен до бледозелен цвят. На класификационната диаграма на *Heu 1954* Chl 1 е определен като преобладаващо пикнохлорит, няколко анализа попадат на границата с клинохлор и няколко на границата с рипидолит (**Фигура 7. Б**). Вариациите в състава на хлоритите се свързват с разнообразието от първични минерали, по които те се развиват. Chl 1 показват стойности за  $Fe^*$  отношение = 0,22 – 0,49, най-ниско е отношението при Chl 1 развит по пироксен, а най-високи са стойностите на отношението при Chl 1 развит по магматичен амфибол.



Хлорит, който е свързан с К-силикатно-филитовия тип изменение се развива по вторичен биотит, който е по-рано образуван в рамките на К-силикатната промяна (**Chl 2**) или е образуван в рамките на Na-Ca-K-силикатната промяна (**Chl 2-1**). На класификационната диаграма на *Heu 1954* по-голямата част от резултатите за Chl 2 са разпръснати в полето на пикнохлоритите (**Фигура 7. Б**). Вариращото отношение на  $Fe^*$  за Chl 2 (между 0,20 – 0,48) са свързани с разликите в степента на заместване на вторичен биотит от К-силикатната промяна. На класификационната диаграма резултатите за Chl 2-1

попадат в полето на пикнохлорит до рипидоли. Съставите показват малко по-високо отношение на Fe\* (0,56 – 0,62) и по-ниски стойности на Al.

Като **Chl 3** е разделен на два подвида, в зависимост от това дали присъства рудна минерализация (**Chl 3-1**) или не присъстват рудни минерали (**Chl 3-2**). Chl 3-1 е бледозелен до безцветен на цвят. На класификационната диаграма на *Heu 1954* те попадат в полетата на рипидолит до пикнохлорит, а съдържанията на Fe\* варират между 0,19-0,30 (един анализ показва 0,61) (**Фигура 7. Б**). Chl 3-2 изгражда бледо зелени до безцветни агрегати. Съдържанията на Fe\* са по-ниски отколкото тези на Chl 3-1 и варират между 0,13 – 0,22. На класификационната диаграма анализите попадат в полето на клинохлор до шериданит.

Много интересен обект на изследване се оказаха **Chl 4**, които се образуват едновременно с жълто-зелен епидот или пренит и сулфиди, в магматичните скали и по-рядко в хорнфелзуваните. На класификационната диаграма на *Heu 1954* те попадат в полето на рипидолит, един анализ се разполага на границата с псевдотурингит (**Фигура 7. Б**). Този тип хлорити имат относително високо отношение на Fe\* между 0,53-0,58.

При изследване на състава на редките и редкоземни елементи в състава на различните хлорити се установяват ниски стойности на REE в Chl 1 (най-ниски за хлорит развит по първичен биотит). Стойностите на редките елементи в състава на Chl 2 и Chl 2-1 в голяма степен зависи от състава на минерала, по който се случва хлоритизацията. Стойностите за всички рудни елементи (с изключение на Zn и Pb) при Chl 2 са най-ниски. Прави впечатление, че стойностите за Co, Zn и Pb са най-ниски за Chl 3, а най-високи са за Chl 1.

От направените сравнения за състава на хлорит от различни променени скали в находището стана ясно, че състава на минерала силно зависи от състава на първичния/вторичен минерал, по който той се развива.

Хидротермалните **плагноклази** са често срещани и се образуват с почти всички изменения - с пропилитовата промяна, с кварц-серицитовите изменения, в рамките на амфиболовите жили (в Na-Ca метасоматоза), преходната Na-Ca-K-силикатна промяна, малки количества се наблюдават в скарни и епидозитите, наблюдават се по-късни албитови жили.

В епидозитите плагноклаз, заедно с хематит и малко количество кварц изграждат розова част около жълто-зелените участъци. В тези розови зони плагноклазите са хипидиоморфни и дребнозърнести. Съставите на плагноклазите попадат в полето на анортит с An компонент 99,64. Малки количества плагноклаз се наблюдава в скарните. Състава им е представен от почти чист анортит (An = 97,76 - 98,31).

Малко количество плагноклаз се установява в състава на амфиболовите жили, където се наблюдават под формата на малки хипидиоморфни кристалчета.

Плагноклаз от Na-Ca-K-силикатната промяна е относително рядко срещан в находището. Този плагноклаз е определен със състави между олигоклаз и андезин, със съдържания на Ab компонент между 52,12 - 69,41. Тези преходни характеристики на минерала вероятно отразяват преходните характеристики на средата на промяната, в която се образува и са свързани с вариращи отношения и активностите на Na и Ca във флуидите.

Известно количество плагноклаз се образува в рамките на кварц-серицишовата промяна. Изгражда микрозърнести агрегати, които по състав попадат в полето на албит, с много нисък An компонент между 2,19.

Плагноклазите, които се образуват в рамките на пропилитовата промяна се наблюдават като хипидиоморфни кристалчета в основата маса на скалата, където се образуват заедно с карбонат и малко количество сулфидни минерали. Те са определени като албит до олигоклаз, с An компонент между 3,93 - 7,53.

Плагиоклазите, които участват в състава на по-късни розови жили се установяват във всички литоложки разновидности. На класификационната диаграма са определени като албит до анортоклаз, със съдържание на Ab компонент 85,59 - 95,18 и Or компонент между 2,30 - 11,60.

При изследване на албит от плагиоклазови жили свързани с Na-Ca промяна се установяват ниски стойности на REE ( $\sum REE_N = 34,86-164,58$ ) подобни са резултатите и за плагиоклаз от кварц-серицитовата промяна ( $\sum REE_N = 0,36-46,22$ ). Хондрит-нормализирани спектри не могат да се построят поради ниските съдържания. И при двата плагиоклаза се установява ниски стойности за почти всички редки елементи.

Вторичните **калиеви фелдшпати** са характерни в условията на K-силикатната промяна, Na-Ca-K-силикатната промяна и кварц-адулар-карбонатната промяна, интересен обект представляват калиевите фелдшпати образувани в амфиболовите жили, както и малкото количество фелдшпат образуван в жили с епидот.

K-фелдшпат се установява в преходната Na-Ca-K-силикатна промяна сравнително рядко. В състава на този фелдшпат се установява Or компонент между 82,19 - 88,13.

K-фелдшпати от K-силикатната промяна се характеризират с вариации в Ab компонент 14,08 - 16,64, An компонент 1,22 - 10,10 и Or 73,26 - 82,62. Съставът им е подобен на състава на калиев фелдшпат от други порфирни находища (*Ford 1978*).

Малко количество калиев фелдшпат се наблюдава в амфиболовите жили, където запълват интересионното пространство между амфиболите. В тези жили образуването на минерала се свързва с импулс на K-силикатната промяна, който се налага върху жилите и отново говори за нееднозначните взаимоотношения между продуктите на двете метасоматични изменения. Сравнение в съставите на фелдшпата от различните импулси показва състави на минерала от амфиболовите жили с Ab компонент вариращ между 1,26 - 26,68, An компонент между 0,90 - 1,52 и Or компонент 71,90 - 97,90, т.е. не се наблюдават съществени разлики в състава на калиевия фелдшпат, все пак относително по-високи стойности на Or компонент се установяват за минерала от импулса на K-силикатната промяна наложен върху амфиболовите жили.

В кварц-адулар-карбонатната промяна K-фелдшпат е типоморфен минерал, той участва в изграждането на струпвания, жили и ивици с кварц, калцит, хлорит, серицит, zeолити, флуорит, халкопирит, пирит. Адуларите имат ниски съдържания на Ab (5,18 - 13,52) и An компонент (0,26 - 2,12) и Or компонент между 84,68 - 94,42. Присъствието или отсъствието на адулар позволява отделянето на две разновидности на кварц-адулар-карбонатните промени. Преобладаващото присъствие на адулар определя по-високотемпературната разновидност на промяната.

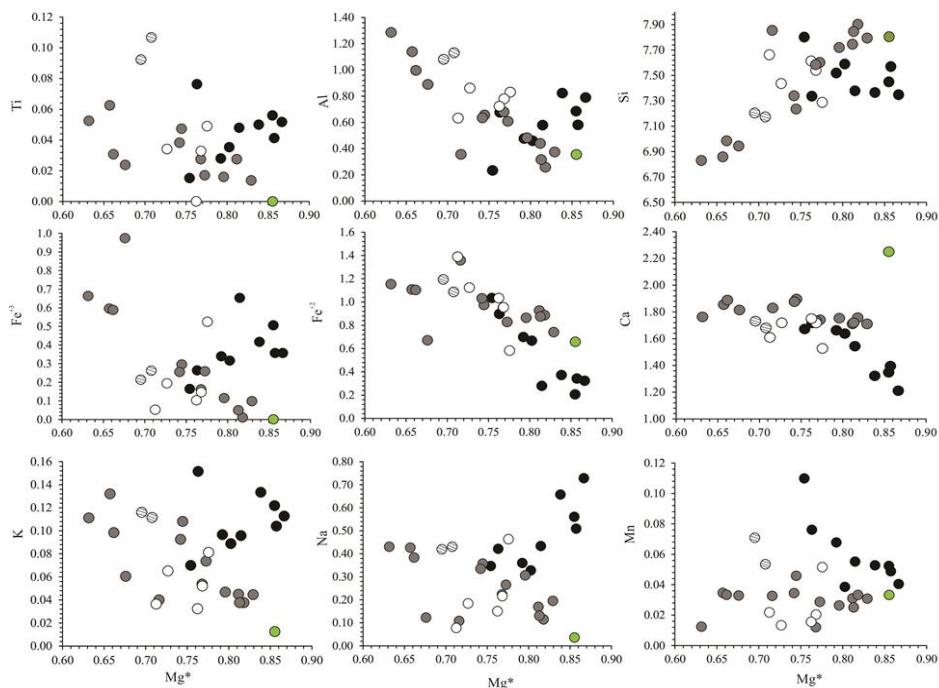
Калиевите фелдшпати образувани заедно с епидот и хлорит в жили се наблюдават предимно в порифрните магмени скали. В състава им се установява Or 85,37-94,23.

На хондрит-нормализираните диаграми за разпределението на редкоземните елементи и NMORB-нормализираните диаграми за K-фелдшпати от K-силикатната промяна и за адулар се установяват ниски стойности, по-голямата част попадат в полето под чувствителността на метода.

**Амфиболи** се установяват свързани с Na-Ca метасоматоза, Na-Ca-K-силикатната промяна и Ca-метасоматоза.

Хидротермалните амфиболи продукт на Na-Ca метасоматоза (Hb 1) присъстват както изграждащи жили (Hb 1-1.), така и разположени в основната маса на горнокредните порфиритови тела (Hb 1-2.), много рядко се наблюдават единични амфиболи развити по магматични порфири. **Hb 1-1.** са определени като магнезиохорнбленд (по *Leake et al. 1997*).

Mg\* отношение варира между 0,70-0,71. **Нб 1-2** са определени като магнезиохорнбленд до актинолит (по *Leake et al. 1997*), а според класификацията на *Hawthorne et al. 2012* те са хорнбленд и актинолит. Mg\* отношение е по-високо отколото при Нб 1-1 между 0,71-0,78, Нб 1-1 се отличава от Нб 1-2 по по-високи стойности на Fe<sup>2+</sup>, Al, Ti, Na, K и Mn (**Фигура 8**). **Нб 1-3** са отделени като самостоятелен подтип заради специфичните си макроскопски характеристики, които значително се различават от Нб 1-1. По своя химичен състав на класификационната диаграма на *Leake et al. 1997* те попадат в полето магнезиохорнбленд и актинолит. Според *Hawthorne et al. 2012* те са определени като хорнбленд и актинолит. Имат сравнително високо Mg\* отношение спрямо останалите амфиболи от промяната - между 0,75-0,87 и високо съдържание на Cl (0,19–0,42 wt%), според вижданията на *Kullerud 2000* те спадат към богати на Cl амфиболи.



**Фигура 8.** Вариации в съставите на различните типове амфиболи от находище Елаците.

Данните за главните елементи са преизчислени от електронно микросондов анализ (arfu), Mg\* = Mg/(Mg+Fe); с бели точки са показани резултатите от Na-Ca промяна (Нб 1-2), шрихованите точки са амфиболи от Na-Ca промяна в жили (Нб 1-1), с черни точки са отбелязани амфиболи от амфиболовите жили (Нб 1-3), със сиви точки са амфиболи от преходната Na-Ca-K-Si промяна (Нб 2.), със зелена точка е анализ на амфибол от „епидозитите“

Амфибол, който е образуван в рамките на Na-Ca-K-силикатна е означен като **Нб 2**. Определен е като магнезиохорнбленд и актинолит (по *Leake et al. 1997*). Обособяват се две групи на Нб 2 според Mg\* отношение. С по-ниско отношение са амфиболите, с които освен вторичен биотит в състава на преходната промяна участват и малки количества пироксен. Според класификацията на *Hawthorne et al. 2012* Нб 2. са определени като



актинолит, а когато присъства пироксен амфиболите са магнезио-фери-хорнбленд, като двете групи амфибол се различават по своето  $Mg^*$ . В присъствието на пироксен амфиболите имат по-високи стойности на K, Al и  $Fe^{+3}$  и по-ниски стойности на Si.

Амфибол (**Нб 3**) в рамките на Са метасоматоза в епидозитите е определен като актинолит по класификацията на *Leake et al. 1997*, а според класификацията на *Hawthorne et al. 2012* е определен като еденит.  $Mg^*$  отношение е 0,86. Съставът на този амфибол се доближава до състава на Нб 2, образувани без пироксен, но ясно се различават от всички останали вторични амфиболи с повишените си стойности за Са и по-ниските за К и Na.

Хондрит-нормализираните диаграми за състава на редкоземните елементи в Нб 1-3 показват  $La_N/Yb_N$  отношение 0,24-0,63. Установява се дълбока отрицателна Eu аномалия и съдържания на редкоземните елементи  $\sum REE_N = 464,29-1502,82$ . На NMORB-нормализираните диаграми се установява положителна Ta, Nb, Nd, Sm, Rb аномалии и отрицателни Zr, Ba и дълбока Sr отрицателна аномалия. Нб 3 ясно се отличават от станалите хидротермалните амфиболи с по-ниските стойности за всички REE ( $\sum REE_N = 30,64$ ). Нб 2 имат по-високи стойности на REE за амфиболите образувани заедно с пироксен (тренда на разпределение на елементите следва този на Нб 1-3.), сумата на  $\sum REE_N = 1007,66$ . Слабо преобладават LREE над HREE,  $La_N/Yb_N = 1,22$ . При Нб 2. образувани без пироксен стойностите на REE са по-ниски ( $\sum REE_N = 78,29-156,38$ ). Трендът на разпределение на редкоземните елементи в Нб 2. образуван в жили силно наподобява тренда на разпределение на елементи Нб 1-3.

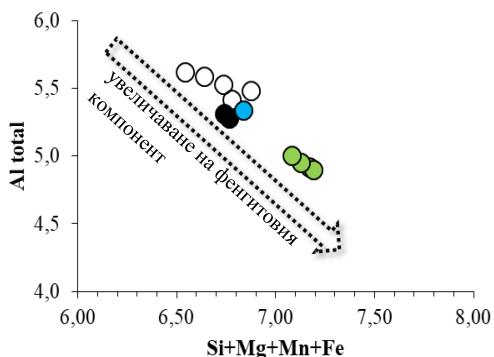
Направено е сравнение между съставите на амфиболи от хидротермални промени и магматични амфиболи установи, че състава на магматичния минерал се различава най-вече по по-ниското  $Mg^*$  отношение и по-високите стойности на Ba. Установи се още, че съставът на магматичния амфибол силно наподобява съставът на хидротермалния амфибол от Na-Ca-K-силикатната промяна и жилния тип амфибол от Na-Ca промяна.

**Серицит** преобладава в кварц-серицитовата промяна, участва в K-силикатно-филитовата промяна, а известни количества се свързват с образуването на пропилиитовата промяна и с кварц-адулар-карбонатните промени. Образуването на серицит в рамките на K-силикатно-филитовата промяна е свързано с промяна на вторични и по-рядко на първични минерали (при висок интензивтет на промяна). Обикновено при заместването на вторичните минерали се установява под формата на псевдоморфози. На графичното построение за състав на бели слюди резултатите попадат в полето на мусковит.

В състава на кварц-серицитовата промяна серицитът е доминиращ минерал. Той е повсеместно разпространен в скалата, като обикновено образува финолюспести агрегати, които се разполагат както в основната маса, така под формата на псевдоморфози по калиев фелдшпат и плагиоклаз. В рамките на тази промяна са характерни са две морфоложки разновидности на серицит – като финолюспести агрегати и като радиалнолъчести агрегати. На графичното построение за състав на серицит анализите попадат в полето на фенгитовата серия. В състава му се установяват най-ниските стойности на Si и най-високите стойности за Cl и Na, в сравнение с останалите анализирани серицити.

Серицит може да се образува в рамките на кварц-адулар-карбонатните промени. Когато присъства, обикновено изгражда фини люспички в гнезда и/или жили с неясна ориентировка, може да се разполага в основната маса около жилите заедно с карбонат. Резултатите попадат на границата между полетата на мусковит и фенгит. В състава му се установяват високи стойности за Si и ниски за Na и Cl.

В пропилиитизираните скали участват малки количества серицит, който обикновено се наблюдават под формата на псевдоморфози по плагиоклазови кристали. Не рядко серицит



**Фигура 9.** Състав на серицит от различни хидротермално променени скали (по *Buschette and Piercey, 2016*). Серицит с бели точки от кварц-серицитовата промяна, със синя точка от К-силикатно-филитовата промяна, със зелени от кварц-адулар-карбонатните промени, с черни от пропицити;

се образува и в основната маса, където изгражда неправилни агрегати с карбонат. На графичното построение попада в полето на фенгитовата серия.

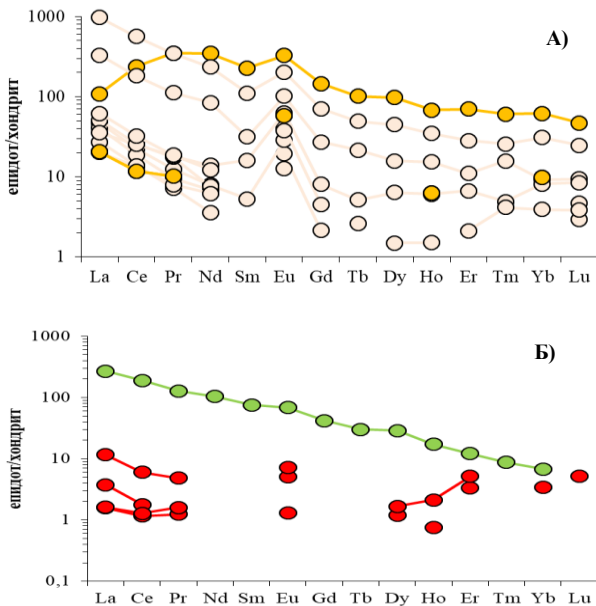
Най-висок фенгитов компонент показват серицитите от кварц-адулар-карбонатните промени (**Фигура 9**). Най-ниски са стойностите на фенгитовия компонент за серицит от кварц-серицитовата промяна и от К-силикатно-филитовата промяна. Все пак относително по-високи са стойностите за серицит от К-силикатно-филитовата промяна. Вероятно вариациите в състава на серицит от пропицитовата промяна отразяват характеристики на химичния състав на първичния минерал, по който се развива.

Стойностите за всички редкоземни и редки елементи са ниски, малко по-високи са стойностите за Cr и Ni в серицит от кварц-серицитовите метасоматити. Слабо завишени са стойностите за Zn в серицит от кварц-адулар-карбонатните промени.

Появата на минерали от **епидотовата група** е свързано с пропицитовата промяна, Са-метасоматоза, Na-Са промени, малко количество може да се образува с кварц-адулар-карбонатните промени, но особено интересен обект на изследване се оказва епидот, който присъства в жили с рудни минерали (преобладаващо пирит и/или по-малко халкопирит).

По характер на разпределение епидот от пропицитовата промяна се наблюдава като впръснати зърна в обема на скалата, така и запълващи ивици и лещи (понякога с плагиоклаз, хлорит и рудни минерали) или изграждащи псевдоморфози по магматични биотити, амфиболи, рядко по пироксени (в някои типове порфирити) и много рядко в периферните или централни участъци на магматични плагиоклази. Според класификацията на *Armbruster et al. 2006* този епидот е определен като клиноцоизит и епидот. Според класификацията на *Liebscher and Franz 2004* всички анализи попадат в полето на клиноцоизит. Характерно за състава на епидот от пропицитовата промяна е, че той силно унаследява състава на първичния минерал, по който се развива. Така например в състава на епидот развит по първичен биотит се установяват по-високи стойности за Mg, K, Na, Cl и REE (**Фигура 10. А**). Докато за епидот развит по първичен амфибол стойностите за Si и Са са по-високи. Все пак ясната положителна Eu аномалия при всички епидоти от пропицитовата промяна може да е резултат от по-редукционна обстановка на средата при тяхното образуване.

В рамките на Са метасоматоза епидот се образува в скарните и е основен минерал в „епидозитите“. Минералът е безцветен до бледо жълт, разполага се по шистозността и напречно на нея, в гнезда и струпвания. В състава му са установени най-високите стойности на Al (apfu = 5.57-5.61) в сравнение с всички епидоти и най-ниските на Fe (total



**Фигура 10.** Хондрит-нормализирани спектри на разпределение на рядкоземните елементи: А) в епидот от пропилити, с оранжеви точки е показано разпределението на в епидот по биотит, с кремави точки е показано разпределението в епидот по амфибол; Б) с червени точки е показано епидот от жили в скарни, със зелени точки епидот от скарните

$arf_u = 0.43-0.47$ ), според класификацията на *Armbruster et al. 2006* всички анализи попадат в субгрупата на клиноцоизит, според класификацията на *Liebscher and Franz 2004* също са определени като клиноцоизит. Епидот участва като пълнеж на по-късни жили в скарните, определен е като клиноцоизит според двете класификации и образува големи кристали (до 500  $\mu\text{m}$  и повече). Съставът му се различава от този на типично скарновия епидот (**Фигура 10. Б**) по стойностите на Al, Fe, Mn, Cl и REE.

В епидозитите се установяват два различни типа епидот, единият наситено жълто-зелен епидот и по-рядко се наблюдава безцветен епидот в основната маса на скалата. Минералът е неравномерно разпределен в скалата, впръснат или образуван в гнезда и жили. Обикновено изгражда неправилни агрегати заедно с пренит, амфибол, пироксен и рудни минерали. Зърната са средно до дребнозърнести с неправилни очертания, по-рядко хипидиоморфни. Според двете класификации са определени като клиноцоизит (*Armbruster et al. 2006, Liebscher and Franz 2004*). В състава на епидот „епидозитите“ се установяват относително по-високи стойности за Fe total от останалите епидоти. Ясната зависимост на Fe и Al в съставите на всички епидоти от Са метасоматоза, може да се предположи, че са резултат от изоморфното заместване на тези два елемента в структурата на минерала и вероятно е свързано с повишен окислителен потенциал по време на тяхното образуване.

Много интересен обект на изследване се оказва епидот образуван заедно с амфибол и рудни минерали в рамките на Na-Ca промяна. Той се образува по жили и обикновено образува зърнести жълти агрегати, които са прораснали с тревисто зелен амфибол.

Известно количество епидот се образува в кварц-адулар-карбонатни гнезда и жили. Обикновено е представен от недобре оформени кристалчета, които се разполагат в периферните части на жилата или гнездото. Според двете класификации (на *Armbruster et al. 2006* и на *Liebscher and Franz 2004*) е определен като клиноцоизит.

Често срещан, се оказва епидот образуван заедно с хлорит и рудни минерали,

понякога присъства и пренит, в жили. Той се установява почти във всички литоложки разновидности, обикновено в скали засегнати от К-силикатната или К-силикатно-филитовата промяна, като жилите пресичат всички по-ранни хидротермални промени. Минерала е определен в клиноцоизитовата субгрупа като епидот (*Armbruster et al. 2006*), а според класификацията на *Liebscher and Franz 2004* е клиноцоизит. Съставът на този епидот силно наподобява епидот от „епидозитите“ и епидотите жили в скарни.

Появата на **аланит** е свързана с образуването на жили в скалите на преходната Na-Ca-K-силикатна промяна или в кварц-адулар-карбонатните промени. Изгражда сравнително малки кристали с бледо кафяви цветове.

**Пренит** е относително рядко срещан вторичен минерал в находището. Неговата поява е свързана с К-силикатно-филитовата промяна, малко количество се образува в Na-Ca-K-силикатната, с кварц-адулар-карбонатните промени, пренит се установява в епидозитите. В рамките на К-силикатно-филитовата промяна пренит се наблюдава като самостоятелни зърна, които се разполагат върху вторичните слюди или като променителен продукт на епидот, наложен върху К-силикатната промяна. В тези случаи изгражда фини кристалчета, обикновено с кремав цвят и слаб зелен оттенък. Може да образува фини агрегати заедно с Chl 2. Съставът му се отличава с малко по-високи стойности за  $Al_2O_3$  и CaO отколото останалите и по-ниски стойности за FeO. В кварц-адулар-карбонатната промяна пренита изгражда идиоморфни зърна с размери до 500  $\mu m$ , с типичната за него морфология тип „вратовръзка“. Присъствието на пренит в променените скали вероятно бележи повишен потенциал на Ca в разтворите.

**Кварц** се установява практически при всички типове променени скали.

Вторичен **магнетит** присъства в скали засегнати от Na-Ca метасоматоза (и в амфиболите жили) обикновено изгражда хипидиоморфни, по-рядко идиоморфни зърна. В Na-Ca-K-силкатната промяна се наблюдава като ксеноморфни зърна впръснати в целия обем на скала. Хидротермалният магнетит е най-характерен за К-силикатната промяна, където преобладава над хематит. Присъствието на магнетит в променените скали вероятно бележи повишен окислителен потенциал на средата.

Образуването на **Титанит** в скарните се наблюдава много рядко. Образува фино до дребнозърнести струпвания, ориентирани по ивичестостта на скалата. В „епидозитите“ се наблюдават малки кристалчета от ксеноморфен титанит. Неговия състав се отличава с най-високите стойности на Si и най-ниските на Ca от останалите хидротермални титанити. В Na-Ca-K-силикатната, К-силикатната и К-силикатно-филитовата промяна титанит се образува при освобождаването на известно количество Ti от състава на мафичните минерали при тяхната промяна (най-големи количества се наблюдават в рамките на К-силикатно-филитовата промяна). Зърната са хипидиоморфни, понякога ксеноморфни и дребнозърнести. В състава на титанит от Na-Ca-K-силкатната промяна се установяват по-високи стойности на Al и Fe total, докато в състава на титанит от К-силикатно-филитовата промяна се наблюдават най-високите стойности на Ti и Ca и  $\sum REE_N$ .

Малки количества **рутил** участват в скали засегнати от К-силикатно-филитовата промяна, в К-силикатната промяна, Na-Ca-K-силикатната промяна и в състава на кварц-адулар-карбонатните промени. Подобно на образуването на титанит появата на рутил се свързва с освобождаването на Ti при преобразуването на мафичните минерали. Рутил се

наблюдава под формата на малки, ксеноморфни зърна, близко разположени до мафичните минерали.

Присъствието на хидротермален **карбонат** е свързано с Са-метасоматоза, с кварц-адулар-карбонатна промяна, с пропилитова промяна, малко количество карбонат участва в състава на кварц-серицитовата промяна. Много интересен обект на изследване представляват зоналните карбонатни жили.

На класификационната диаграма CaO, MgO, FeO\*(FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)+MnO по *Woolley and Kettle 1989* всички карбонатни минерали от пропилитизираните скали попадат в полето на калциевите карбонати и се отличават с по-ниски съдържания на СаО и по-високи съдържания на MgO, отколкото калцит от кварц-адулар-карбонатните промени. Анализите на карбонатни минерали от кварц-адулар-карбонатните жили попадат в полето на калцит. А съставите на карбонат от зоналните жили показват вариращи състави към полетата на железистите и магнезиални карбонати.

На хондрит-нормализираните спектрите на разпределение на REE се установи, че всички карбонати имат повишени стойности на LREE над HREE. Калцитите от кварц-адулар-карбонатната промяна се характеризират стойности на  $\sum REE_N$  между 862,86-2724,41. При всички карбонатни минерали от зоналните жили се установява отрицателна Eu аномалия, стойностите за  $\sum REE_N$  са по-високи за по-магнезиалните карбонати. За карбонати от пропилитите са характерни стойности на  $\sum REE_N = 829,78-1620,62$  и високо La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> отношение 3,48-30,27.

Хидротермални **циркони** се образуват в рамките на преходната Na-Са-К-силикатна промяна, К-силикатната промяна, кварц-адулар-карбонатните промени и пропилитовата промяна. Най-значително количество цирконови зърна са наблюдавани в К-силикатната промяна, където изграждат хипидиоморфни до ксеноморфни единични зърна, характерни за тях са и малките им размери.

Хидротермални **апатити** се установяват свързани с няколко различни типа промени: в рамките на Са метасоматоза, К-силикатна промяна, Na-Са промяна, преходната Na-Са-К-силикатна и кварц-адулар-карбонатните жили. В рамките на Na-Са-К-силикатна промяна те изграждат сравнително малки иглести агрегати, обикновено разполагащи се по жили с вторичен биотит и/или амфибол, като в състава на този апатит и апатит от скарните се установяват най-високите стойности за F. В състава на апатит от К-силикатната промяна са установени най-високите стойности за Cl. Хондрит-нормализираното разпределение на REE показва по-високи стойности на  $\sum REE_N$  за апатит от кварц-адулар-карбонатните изменения в сравнение с апатит от Na-Са-К-силикатна промяна.

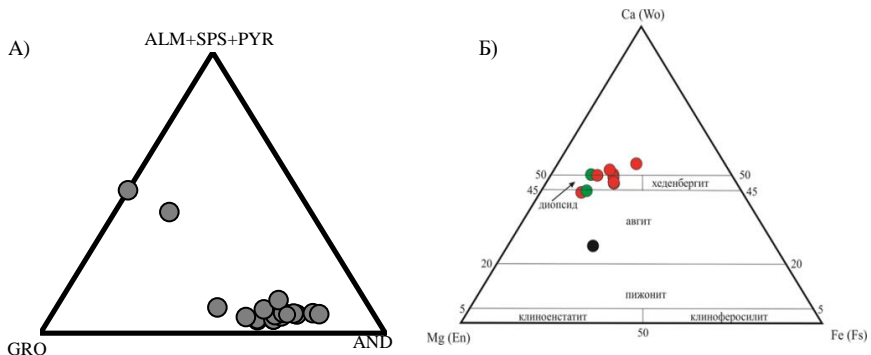
**Анхидрит** е рядко срещан минерал в находището. Появата му е свързана с К-силикатната промяна (по-скоро свързан с промяната с преобладаване на биотит), като зърната са дребни, хипидиоморфни до ксеноморфни, рядко добре оформени. В скалите на Веженск плутон, засегати от К-силикатна промяна се установяват анхидритови жили с кварц, понякога в присъствие на гипс.

Образуването на **зеолити** е свързано с по-късните етапи на хидротермалната система, като те участват в състава на кварц-адулар-карбонатните промени, изграждат самостоятелни жили или с участие на карбонатни минерали. Малки количества зеолит участват в състава на пропилитите и на аргилитоподобното изменение. Минералният състав е представен от ломонтит, хейландит и стилбит.

**Флуорит** се установява рядко в скалите от находище Елаците. Неговата поява е свързана с наличието на нискотемпературната кварц-адулар-карбонатната промяна.

**Гранатите** в находище Елаците са част от състава на скарните. Образувани са само в определени слоечета, като вероятно появяването им е свързано с по-карбонатните слоеве на хорнфелзуваните скали. Гранатите на места са кородирани, а върху тях се образуват зеолити, карбонат или епидот. Определени са като grosular-андрадит, със съдържания на grosularов компонент между 15,66-43,26 и андрадитов компонент 15,60-70,99, отличават се два анализа на гранат, които показват по-високо съдържания на алмандинов компонент 18,44-20,36 (**Фигура 11. А**). Слабо завишени са съдържанията на grosular-андрадитов компонент в централните части на гранатите, докато перифериите им показват слабо завишаване на алмандинов компонент. наблюдава се положителна корелация между двата елемента, което вероятно е свързано с обмена на  $Fe^{+3}$  и  $Al^{+3}$  в структурата на гранатите, което е типично за този тип гранати и вероятно е свързано с висок окислителен потенциал по време на тяхното образуване. Слабо завишените стойности на алмандинов компонент в перифериите на зърната вероятно са свързани с промяна на условията на средата и по-нисък окислителен потенциал.  $La_N/Yb_N$  отношение варира между 0,11 – 0,20. По-високо е отношението в периферните части на гранатовите зърна.

**Пироксени** са установени в състава на скарните, епидозитите и само на едно място се наблюдават в състава на Na-Ca-K-силикатната промяна. *Георгиев 2019* документира присъствието на пироксен в сиенит-порфири образувани по перифериите на амфиболови зърна или в основната маса, което той отнася към калциево-калиев тип промяна (или Na-Ca-K-силикатната промяна според настоящата подялба). Съставът на пироксен от скарните има волостонитов компонент между  $Wo = 43,98 - 54,06$ , енстатитов  $En = 23,64 - 42,80$ , феросилитов  $Fs = 10,98 - 18,48$ , акмитов  $Ac = 0,19 - 3,08$ . На триъгълната диаграма Wo-En-Fs по *Morimoto et al. 1988* те се разполагат в центъра на фигурата в полето на диопсид, а една проба попада на прехода към авгит (**Фигура 11. Б**). В състава на пироксен от епидозитите се установява волостонитов компонент 44,93 – 50,85, енстатитов 38,11-41,70,



**Фигура 11. А)** Триъгълна диаграма GRO-AND-PYR+ALM+SPS за състав на гранатите от скарните. GRO grosular; AND андрадит; PYR пироп; ALM алмандин; SPS спесартин; със сиви точки са отбелязани гранати от скарните; **Б)** Класификационна диаграма на пироксени (по *Morimoto et al., 1988*) с червени точки са показани пироксени от скарни, с черни точки са пироксени от Na-Ca-K-силикатната промяна, със зелени са пироксени в епидозитите;

феросилитов 11,03-12,64 и акмитов 0,00-0,74, най-нисък в сравнение с останалите пироксени. На класификационната диаграма по *Morimoto et al. 1988* те са определени като диопсид. В състава на пироксените от Na-Ca-K-силикатната промяна се установяват стойности на CaO 11,98 wt%. За разлика от пироксените в скарните и епидозитите този пироксен има по-нисък воластонитов ( $W_o = 25,32$ ) и акмитов компонент ( $A_c = 5,55$ ), по-висок енстатитов ( $E_n = 47,00$ ) и феросилитов компонент ( $F_s = 22,12$ ), като на класификационната диаграма по *Morimoto et al. 1988* анализът попада в полето на авгит. ). Разпределението на REE в пироксен от Na-Ca-K-силикатната промяна показват по-високи стойности отколкото същите при пироксени от скарните, като слабо преобладават LREE над HREE ( $La_N/Yb_N 1,63$ ).

## 7. Привнос-износ на главни оксиди и редки елементи в хидротермално променените скали, изчисляване на „Индекс на промяната“ и Rb/Sr отношение и оценка на възможностите им за употреба при определяне на интензитета на промяна в скали от находище Елаците

Данни за свежите гранодиорити на Веженски плутон са използвани от работата на *Kamenov et al. 2002*. Данни за свежи кварц-монцодиоритови порфирити и свежи гранодиоритови порфирити са използвани от работата на *Von Quadt et al. 2002*.

### Диаграми за привнос-износ на главни оксиди и редки елементи нормализирани към състави на свежи скали

Изследвани са К-силикатна и К-силикатно-филитова промяна развити в гранодиоритите на Веженски плутон. За да бъдат сравнени данните за непроменени скали и променени такива, първо са изчислени средните стойности за всеки от главните оксиди в свежи скали (данни от *Kamenov et al. 2002*). Изчислени са средните стойности за главните оксиди и при променените скали на К-силикатната и К-силикатно-филитовата промяна, получените стойности са нормализирани към данните за средни стойности за свежи скали. Представянето на данните за геохимичното поведение на елементите за променените кварц-монцодиоритови порфирити и гранодиоритови порфирит е направено по подобен начин, както при гранодиоритите от палеозойския плутона. Всички данни са нормализирани към средните състави за съответната свежа скала (**Фигура 12**).

От направените изчисления за привнос-износа на елементи в променените скали може да се заключи, че за **Na-Ca промяна елементите** Al и Mn се изнасят, привнасят се Mg, Ca, Na, P, Ti и Fe, а относително инертен е Si. Изнасят се още Cr, Ni, Rb, Y, Zr, Nb, Pb, Th и U, а се привнасят Cu, Zn, Sr и Ba. За **Na-Ca-K-силикатната промяна** се установи износ на Al, Fe, Mn, Ca, P, а се привнасят Si, Na и K, относително инертни Mg и Ti. Изнасят се още Cr, Ni, Sr, Y, Zr, Hf, Nb, Pb и U, а се привнасят Cu, Zn, Th и слаб привнос на Ba. За **К-силикатната промяна** има привнос на K, Na и  $H_2O+LOI$ , и износ на Mg, P, Mn, Ca, Fe, мобилни елементи са още Nb, Ta, Y, Zr, Hf, Pb, Th, U, Ba, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Rb, Sr и REE, относително инертен е Si. За **К-силикатно-филитовата промяна** се установи привнос на Al, Na, K и  $H_2O+LOI$  и износ на Fe, Mn, Ca, Mg, инертни са Si и Ti. Мобилни са също елементите Cr, Ni, Zn, Rb, Y, Zr, Nb, Ba, Pb, Th, Cu, Sr и REE. За **кварц-серицитовата промяна** се установи изнасяне на Mn, Na, Mg, Ca и привнос на K и  $H_2O+LOI$ , относително инертни са Si и Ti. Мобилни са още елементите Cr, Ni, Co, Zn, Sr, Hf, Zr, Nb, Ba, Pb, Th, U, Cr и REE. За **пропилитовата промяна** се установи привнос Ti, Fe, Mg, Ca, P, Cu, Rb, Pb, Th, U, Cr, Co, Zn, Sr, Y, Zr, Nb, Cr, Ba и изнасяне на Si, Mn, Na и K, Rb, Pb, Th и U. За **аргилзитоподобното изменение** мобилни са елементите Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K и P, относително инертен е Al. Мобилни са още Zn, Y, Zr, Nb, Ba, Pb, Th, U, Cr, Co, Cu, Rb и Sr.

### **Изчисляване на „Индекс на промяната“ (AI) и хлорит-карбонат-пиритов индекс (CCPI) и оценка на възможностите им за употреба при определяне на интензитета на промяна в скали от находище Елаците**

„Индекс на промяната“ представлява мултикомпонентно отношение на химичния състав на скалата. Няма универсално приет единен такъв показател, който да може да обхване и свърже цялото многообразие от хидротермално променени скали с техните разнообразни минерални състави. В настоящата работа са изчислени на три показателя, за трите най-разпространени хидротермални изменения в находище Елаците: К-силикатна, К-силикатно-филитова и кварц-серицитова промяна.

Изчисленията за първия „Индекс на промяна“ (AI 1) са направени спрямо предложените от *Ishikawa et al. 1976*, получени чрез уравнението:  $AI1=100*(K_2O+MgO)/K_2O+MgO+CaO+Na_2O$

„Индекс на промяната“ (AI 2) предложен от *Large et al. 2001* е изчислен според уравнението:  $AI2=100*(FeO+10MnO)/FeO+10*MnO+MgO+(SiO_2/10)$ .

Третият показател хлорит-карбонат-пиритов индекс (CCPI) е изчислен (според *Large et al. 2001*):  $CCPI=100*(FeO+MgO)/FeO+MgO+Na_2O+K_2O$ .

От направените изчисления и графични построения става ясно, че съпоставянето на два „Индекса на промяна“ за свежите и трите типа най-разпространени променени скали в находището е удачен начин за разграничаване на зони на промяна (**Фигура 13. А и Б**).

### **Съпоставяне на Rb/Sr отношение за свежи и променени скали и оценка на възможностите за употреба при определяне на интензитета на промяна в скали от находище Елаците**

За по-доброто представяне на геохимичните данни за променени скали различни автори (*Olade & Fletcher 1975, Armbrust et al. 1977, Ford 1978, Páez et al. 2010, Хиков 2013 и други*) предлагат използването на Rb/Sr отношение като индикатор за идентифициране на зоните на интензивна промяна. За находище Елаците този подход е удачен имайки предвид различното поведение на двата елемента в рамките на променените скали.

На **Фигура 14. А** се отличава повишаващото се Rb/Sr отношение за променените скали и положителната корелация на отношението към AI 1. Тази положителна корелация е свързана с повишаващите се стойности на K<sub>2</sub>O в променените скали и намаляващите стойности за CaO, съответно повишение на AI 1. По отношение на съпоставяне на AI 2 към Rb/Sr отношение не се установяват толкова ясна корелация, колкото при AI 1, като все пак отрицателна корелация е налице (**Фигура 14. Б**).

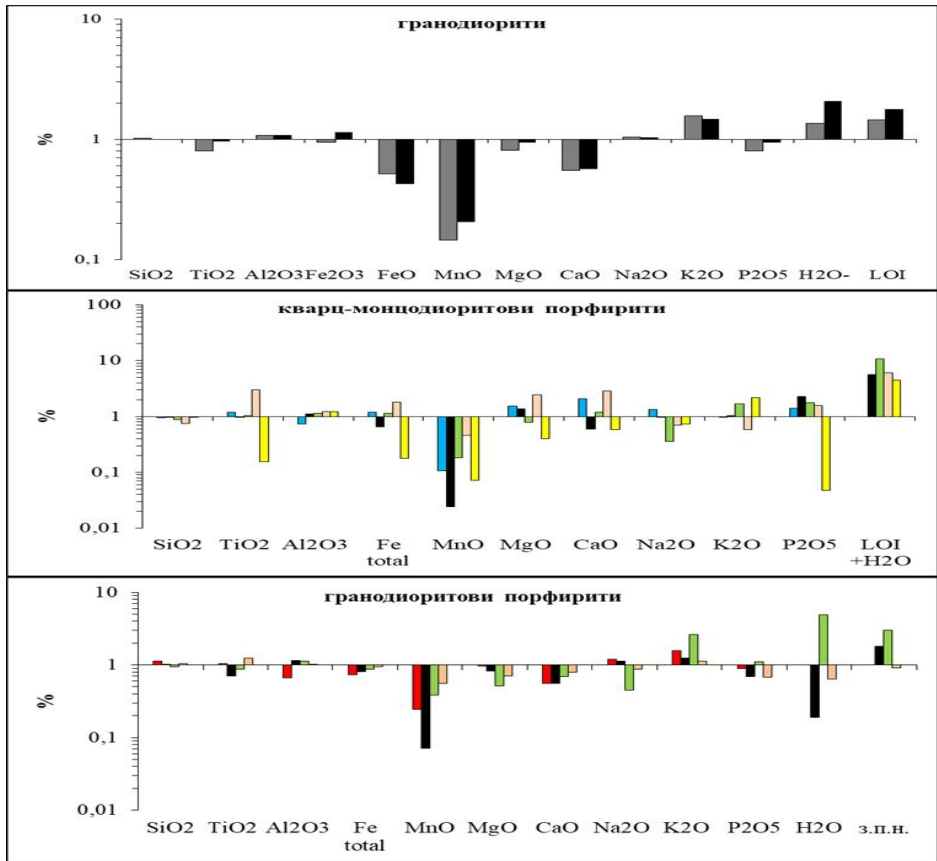
На **Фигура 14. В**, Rb/Sr отношение и изменението на индекса CCPI отново се установява отрицателна корелация, което вероятно отново е свързано с увеличаващото се съдържание на K<sub>2</sub>O и намаляващите стойности за CaO в променените скали.

От направените съпоставки между Rb/Sr отношение и изведените Индекси на промяна става ясно, че Rb/Sr отношение може да се използва като индикаторно за намиране на зоните на промяна, тъй като реагира чувствително на привноса и износа на най-мобилните елементи в системата.

### **Геохимично разпределение на редки и редкоземни елементи според многокомпонентни диаграми**

При графичното представяне на хондрит-нормализираните стойности за разпределението на редкоземните елементи в състава на свежите и променени гранодиорити на Веженски плутон, прави впечатление, че общото съдържание на REE в състава на непроменените гранодиорити е по-високо в сравнение със скалите засегнати от К-силикатна ( $\sum REE_N = 263-370$ ) и К-силикатно-филитова промяна ( $\sum REE_N = 202-420$ ).

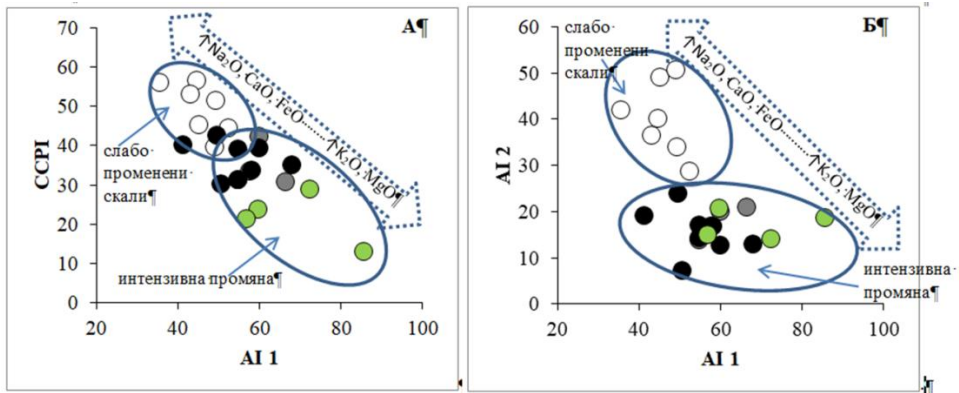




**Фигура 12.** Диаграми за привнос-износ на елементи (главни оксиди в wt%) в гранодиоритите на Веженски плутон, със сив цвят К-силикатна промяна, с черно К-силикатно-филитова промяна; със синьо са показани резултати за Na-Са промяна; със зелено за кварц-серицитите, с кремав цвят за пропилитите и с жълто аргилизитоподобното изменение; с червен цвят са показани резултатите за Na-Са-К-силикатна промяна, с кремав цвят за пропилитите;

Близките стойности на REE между двете разновидности на промени скали са вероятно резултат от вариращия процент на промяна между тях и от степента на заместване на вторичен флюид от хлорит и серицит. Установяват се по-ниски стойности за почти всички редки елементи в променените скали в сравнение със свежите гранодиорити. Повишени са съдържанията на Rb в скалите на К-силикатната и К-силикатно-филитовата промяна.

В кварц-монцодиоритовите порфирити се наблюдава общо обедняване на REE за К-силикатно-филитовата промяна, за кварц-серицитовата промяна, за аргилизитоподобното изменение и за Na-Са промяна, което вероятно е свързано с извличането на тези елементи при взаимодействието флуид/скала и отлагането им в други части на системата. По-значително обедняване се установи при кварц-серицитовата промяна и при аргилизитоподобното изменение, което вероятно е свързано с по-кисела среда на образуван.



**Фигура 13.** Графични построения А)  $AlI/CCPI$  и Б)  $AlI/AlI_2$  за свежи скали (с бели точки), К-силикатна промяна (със сиви), К-силикатно-филитова промяна (с черни) и кварц-серицитови изменения (със зелено).

На хондрит-нормализираните диаграми за разпределението на редкоземните елементи в гранодиоритовите порфирити се установяват по-ниски стойности за Na-Ca-K-силикатната промяна ( $\sum REE_N = 261-353$ ) отколкото в свежите скали. Тази промяна се отличава с ясно изразена положителна Gd аномалия, която засега не намира своето обяснение. За кварц-серицитовата промяна се установяват по-ниски стойности за  $\sum REE_N = 249$ , отколкото в свежите скали, като това изменение се характеризира с високо  $La_N/Yb_N$  отношение в сравнение със свежите и останалите променени скали ( $La_N/Yb_N = 18,11$ ). Стойностите за редкоземните елементи при К-силикатно-филитовата промяна са близки до стойностите в свежите скали ( $\sum REE_N = 7,70$ ), като присъства слаба отрицателна Eu аномалия. Пропилитовата промяна показва стойности за разпределението на редкоземните елементи близки до тези в свежите гранодиоритови порфирити ( $\sum REE_N = 368-450$ ), с преобладаване на леките над тежките REE ( $La_N/Yb_N = 11,43-15,34$ ).

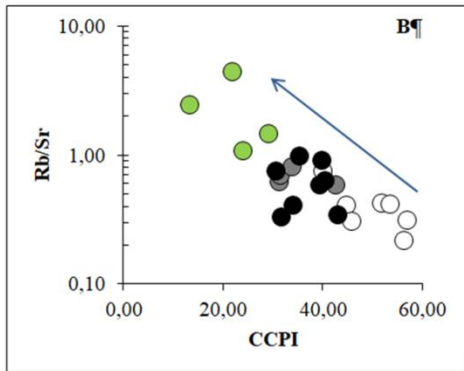
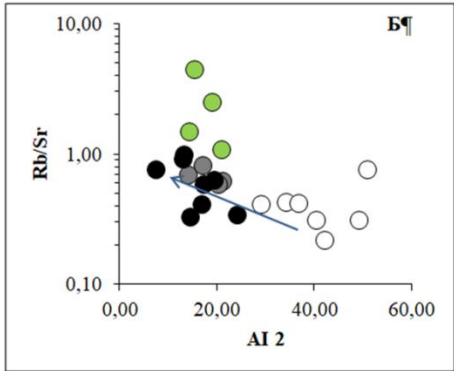
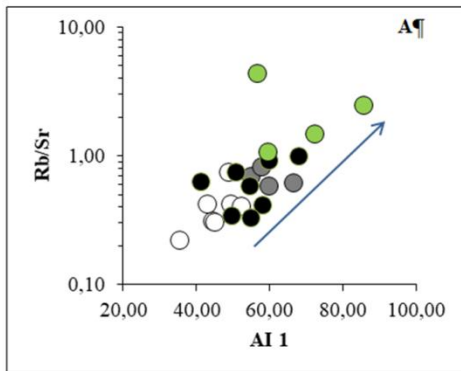
Общото обедняване на променените скали на REE елементи е описано от множество автори, най-вече във връзка с намаляване на стойностите в К-силикатната промяна, кварц-серицитовата, аргилитовата (аргилитоподобната) и пропиловата промяна (Alderton et al. 1980, Schnieder et al. 1988, Ward et al. 1992, Poitrasson et al. 1995, Idrus et al. 2009).

Построения за  $\sum REE_N/Rb/Sr$  за гранодиоритите на Веженски плутон показват, че при увеличаване на интензитета на промяна се наблюдава намаляване на стойностите за  $\sum REE_N$  за К-силикатната промяна и К-силикатно-филитовата промяна (Фигура 15. А). Не толкова еднозначни са резултатите за променените горнокредни дайки (Фигура 15. Б).

### Геохимично поведение на елементите в амфиболовите жили и скалите на Са метасоматоза (епидозити)

„Епидозити“

Интересно е поведението на редките и редкоземни елементи в състава на епидозитите. При хондрит-нормализираните диаграми за разпределение на редкоземните елементи се наблюдават слабо повишени стойности на LREE над HREE ( $La_N/Yb_N = 7,51 - 11,46$ ). Установява се слабо проявена положителна Eu аномалия, сумата на редкоземните елементи варира между  $\sum REE_N = 191,13 - 217,74$ . На NMORB-нормализираните многоелементни диаграми се установяват положителни Rb, U и Sr аномалии и отрицателна Ba аномалия.



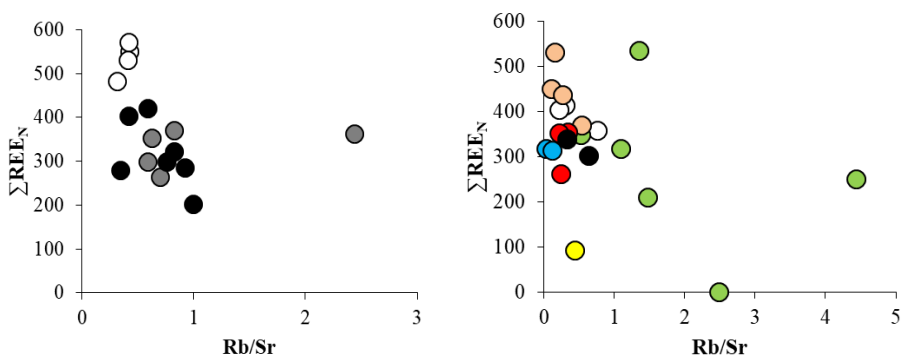
**Фигура 14.** Графични построения А) AI1 към Rb/Sr Б) AI 2 към Rb/Sr и В) CCPI към Rb/Sr; свежи скали с бели точки, със сиви точки К-силикатна промяна, с черни К-силикатно-филитова промяна, със зелени кварц-серицитовите промени;

*„Амфиболови жили“*

На хондрит-нормализираните диаграми за разпределение на REE се установяват  $La_N/Yb_N = 1,64-1,86$ . Характерна е дълбока Eu аномалия.  $\sum REE$  варира между  $\sum REE_N = 1203-1229$ . На NMORB-нормализираните диграмите за разпределение на редките елементи се наблюдава дълбока Ba, Sr и Zr отрицателна аномалия, както и положителна Th аномалия. Както става ясно, трендът на разпределение на редките и редкоземните елементи е напълно съпоставим с тренда на елементите в амфиболите, които ги изграждат.

**Обсъждане на резултатите и анализ на геохимичното поведение на елементите в променените скали**

Получените данни за привнос-износа на елементите при Na-Ca промяна корелират добре с данните на *Dilles et al. 1995, Dilles and Proffett 1995* за същата промяна в находище Yerington в Невада. Получените данни за К-силикатната промяна и К-силикатно-филитовата промяна показват множество прилики с предходни изследвания за съответната промяна в порфирни находища. Резултатите за поведението на елементите при кварц-серицитовите промени са типични за този тип изменение при порфирните находища. Данните получени за пропилитовата промяна корелират добре с данни получени от други автори за аналогични порфирни системи.



**Фигура 15.** Графични построения за  $Rb/Sr/\Sigma REE_N$ ; А) за скалите на Веженски плутон, Б) за горнокредните порфирити; с бели точки са показани свежи скали, със сиви К-силикатна промяна, с черни К-силикатно-филитова промяна, със зелени кварц-серицитова промяна, с червени Na-Ca-K-силикатна промяна, със сини точки Na-Ca промяна, с кремав цвят пропилитова промяна и с жълто аргилитоподобното изменение;

## 8. Физико-химични условия на образуване на хидротермално променените скали

*Температури на образуване на биотит.* Направени са изчисления за температурата на образуване на биотит от Na-Ca-K-силикатната промяна и К-силикатната промяна, резултатите са показани в **Таблица 1**. Изчислените температури за биотит от К-силикатната промяна са по-високи от посочените данни на *Стефанова 2009*.

*Температури на образуване на хлорити* са определени според термометъра на *Kranidiotis & MacLean 1987 (K&ML 1)*, по термометъра на *Cathelinean and Nieva 1985(C&N 2)*, по *Jowett 1991(J 3)* и термометъра на *Zang & Fyfe 1995 (Z&F 4)*, резултатите са показани **Таблица 2**.

Вт от	Ti в Вт, Henry et al. 2005	Ti/Fe <sup>+2</sup> в Вт, Luhr et al 1984
<b>Na-Ca-K-силикатна</b>	699-725	641-717
Средна T°C	720	679
<b>К-силикатна</b>	640-730	654-736
Средна T°C	669	699

**Таблица 1.** Температури на образуване на хидротермален биотит

*Определяне на налягане.* Направени са изчисления за определяне на наляганията на образуване на хидротермалните амфиболи от Na-Ca промяна и Na-Ca-K-силикатната промяна. Използвани са уравненията на *Mutch et al. 2016*. Установени са налягания за амфиболите от амфиболовите жили между 0,59 – 1,45 kbar. За амфиболите от Na-Ca промяна, които се установяват в целия обем на скалата наляганията са между 1,11 – 1,52 kbar, те се различават от амфиболите от Na-Ca промяна, които са зелени на цвят и се образуват в жили, за тях са изчислени налягания между 2,02 – 2,15 Na-Ca kbar. За амфиболите от Na-Ca-K-силикатната промяна да изчислени налягания 0,65-1,29 kbar.

	K&ML 1	C&N 2	J 3	Z&F 4
<b>Chl 1 по Bt</b>	235-318	241-340	239-344	228-270
Ср Т°С	267	280	280	246
<b>Chl 1 по Hb</b>	175-181	145-161	146-159	157-176
Ср Т°С	178	153	152	168
<b>Chl 2</b>	181-310	161-344	146-343	157-286
Ср Т°С	259	268	268	238
<b>Chl 2-1</b>	246-271	234-263	238-270	203-217
Ср Т°С	258	250	255	211
<b>Chl 3-1</b>	248-282	271-311	265-316	251-288
Ср Т°С	267	297	292	270
<b>Chl 3-2</b>	249-304	272-339	266-337	209-287
Ср Т°С	283	296	298	249
<b>Chl 4</b>	280-305	294-330	296-331	247-271
Ср Т°С	289	307	308	257

**Таблица 2.** Температури на образуване на хидротермален хлорит

*Окислително-редукционен потенциал.* Направени са изчисления по уравнението на *Wones 1989* за изчисляване на фугитивността на кислорода при преходната Na-Ca-K-Si и K-силикатната промяна. На **Фигура 16. А.** са показани графично изчислените стойности спрямо изчислените температури на образуване. Образуването на вторичната слюда в рамките на двете високотемпературни изменения се случва в условия на висок окислителен потенциал (по-висок за K-силикатната промяна) (**Фигура 16. Б.**) *Zacharias 2008* изследва подобна ситуация и коментира, че това може да е резултат от равновесното състояние на минералообразувания флуид с магменото тяло и/или от директно смесване на магматична флуидна фаза с хидротермалния флуид.

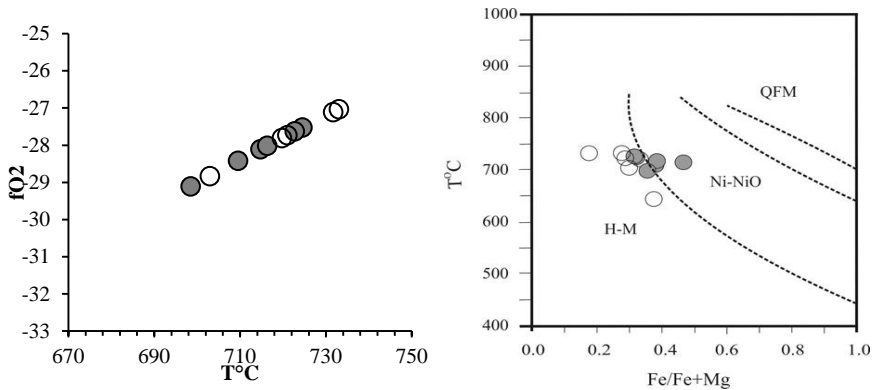
*Sun et al. 2015* предлагат графично построение Cl/SO<sub>3</sub> и представяне на окислителния потенциал при образуване на апатит. Данните за апатит от K-силикатната промяна потвърждават резултатите за вторичната слюда за образуване в условия на висок окислителен потенциал. Резултатите за апатит от Na-Ca-K-силикатната промяна попадат в полето около NNO, което също съответства на данните получени за биотит (**Фигура 17. А.**). Получените сведения за апатит от кварц-адулар-карбонатните промени не са толкова еднозначни и вероятно са резултат от образуването им от флуиди с различни характеристики.

Резултатите за изчисляване на fO<sub>2</sub> при образуването на амфибол от Na-Ca-K-силикатната промяна съвпадат с останалите изчисления за висок окислителен потенциал по време на тази промяна (**Фигура 17. Б.**).

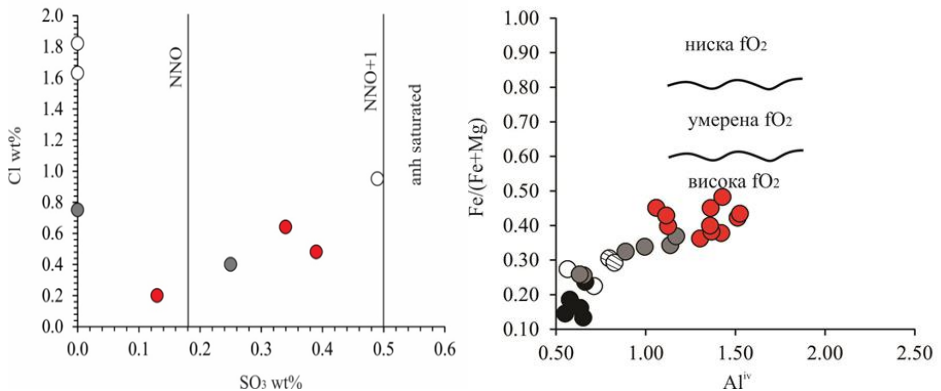
## 9. Леки изотопи на вторични минерали

Изследвани са 4 броя проби от кварц-адулар-карбонатните изменения за установяване на състава на леките изотопи на S, O, C. Всички проби са избрани от кварц-монцоидиоритовите порфири, в които основната промяна е кварц-серицитовата, с наложена по-късна кварц-адулар-карбонатна промяна. Резултатите са показани в **Таблица 3.**

Анализите на S са получени от пирит. Стойности попадат в полето на сулфидни минерали от порфирни находище с магматичен източник на сярата (**Фигура 18.**).



**Фигура 16.** Графични построения: А)  $T^{\circ}\text{C}/\log_{10}f\text{O}_2$  (по *Moshefi et al., 2018*); Б)  $T^{\circ}\text{C}/\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$  по *Wones & Eugster 1965* с бели точки – Bt 2 от К-силикатната промяна, със сиви – Bt 2-1 от Na-Ca-K-силикатната промяна;



**Фигура 17.** А) Графично построение Cl/SO<sub>3</sub> (в *Sun et al. 2015*) за окислителен потенциал на средата при образуване на апатит. Със сиви точки са показани резултатите за апатит от Na-Ca-K-силикатната промяна, с бели са показани резултатите за К-силикатната промяна, с червени точки са показани апатити от кварц-адулар-карбонатните промени.; Б) Графично построение Aliv/Fe/(Fe+Mg) (след *Anderson & Smith 1995*) за амфибол от различни метасоматични изменения и магматичен амфибол (с червени точки); с бели точки от Na-Ca промяна (Hb 1-2), шрихованите точки са от Na-Ca промяна в жили (Hb 1-1), с черни точки са показани амфиболи от амфиболовите жили (Hb 1-3) и със сиви точки са амфиболи от Na-Ca-K-силикатната промяна (Hb 2);

Резултатите от изследването на  $\delta^{34}\text{S}$  съвпадат с уточненията на *Hoefs 2009*, че голямата част от стойностите на  $\delta^{34}\text{S}$  на сулфиди при магматични- хидротермалните находища попадат в интервала между -3 и 1 ‰.

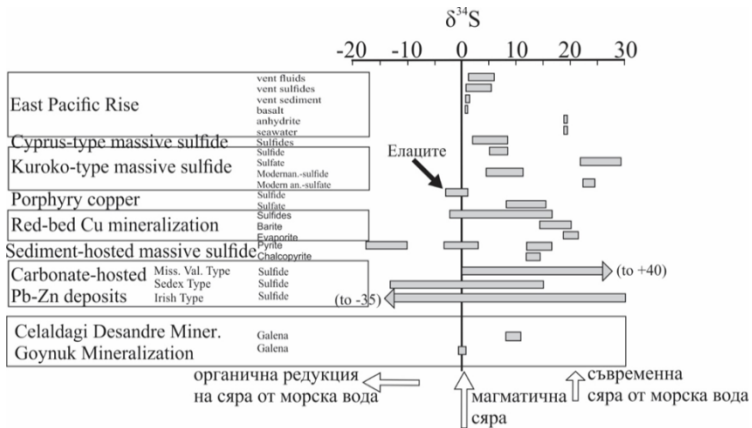
Резултатите за изотопи на **O** попадат в полето на води с метеорен произход. Изотопите на **C** попадат в полето на въглерод от пресноводни и морски карбонати.

От направените изследвания на изотопите на  $\delta^{34}\text{S}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  от вторични минерали на кварц-адулар-карбонатните промени може да се предположи, че източникът на сярата е магматичен. Съставът на изотопите на сярата, обаче зависи силно от рН и фугитивността на кислорода (*Hutchison et al. 2020*).

Резултатите за леки изотопи на кислород и въглерод в състава на калцит от късната кварц-адулар-карбонатна промяна показват участие на метеорни води във флуидната фаза, а присътието на въглерод е свързано с взаимодействието на флуидите и карбонатното вещество от разнообразните шисти от подложката.

Проба №	Минерален състав	$\delta^{13}\text{C}/\text{VPDB}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{VPDB}$	$\delta^{34}\text{S}/\text{CD}$
HG-610	Py, Chpy, Cc, Qz	-4.34	-13.59	-3.7
HG-620	Cc, Adu, Qz	-2.36	-12.46	
HG-660	Py, Cc, Adu, Qz	-3.70	-14.47	-3.7
HG-670	Cc, Qz, Py, Adu, Zeol	-3.93	-13.66	-3.2
		SD=0,08	SD=0,08	SD=0,5

Таблица 3. Резултати от анализ на леки изотопи за  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{34}\text{S}$



Фигура 18. Стойности на  $\delta^{34}\text{S}$  от минерали от различни находища (Eldridge et al. 1993; Rollinson 1993; Boni et al. 1996; Hitzman and Beatty 1996; Kesler 1996; Koptagel et al. 2005); черната стрелка обозначава мястото на получените резултати от настоящето изследване;

## 10. Дискусия върху еволюцията и модел на магматично-хидротермалната система на медно-порфирно находище Елаците

От досегашните изследвания (e.g. Von Quadt et al. 2002; Ivanov et al. 2014) се знае, че в находището има два основни импулса на горнокредния магматизъм: кварц-монцоидоритов и гранодиоритов, които са с възраст съответно  $92.1 \pm 0.3$  и  $92.3 \pm 1.3$  Ma и  $91.84 \pm 0.31$  Ma (около триста хиляди години между двата импулса). Ако се вземе предвид, че има и други магматични прояви освен тези два импулса и че са правени и други възрастови определения (Лулов и Чипчакова 1999, Handler et al. 2004; Lips et al. 2004) то ендегенната горнокредна магматична активност надхвърля милион години. Peytcheva et al. 2017a коментира, че целия процес на рудообразуване и високотемпературна хидротермална активност надхвърля 0.31 Ma.

Друго, което ни е известно от досегашните изследвания е, че в Елаците са установени магматично-хидротермални брекчи свързани с импулса на кварц-монцоидоритовите порфирити, с гранодиоритовите порфирити и с кварц сиенитовите порфирити (Nedialkov et al. 2012; Ivanov et al. 2014).

Магматично хидротермалните брекчи са образувани при повишаване на вътрешно флуидното налягане на магмата над литостатичното налягане, при което флуидите се освобождават взривно от магмата. Това означава, че освобождаването на флуидите от магмата е дискретен процес и то става в няколко импулса (описано от *Burnham 1979*), като тази особеност на магматизма определя прекъснатия характер на хидротермалната система в находището.

Освен тази особеност на магматизма, трябва да се има предвид, че по време на целия период на изстиването на магматичното огнище, еволюцията на магмата и различните магматични импулси, магменото огнище представлява един топлинен източник, който мобилизира термично дълбоко погребаните (различни по произход води – седиментни, метаморфни и дълбоко проникнали метеорни, и реактивирани магматични) води. Това е процес, който е относително постоянен, вероятно с различен интензитет в зависимост от дълбочинното подхранване (веществено и термично) на магматичното огнище. По този начин се определя непрекъснатия характер на хидротермалната система в находището.

Именно тези особености на магматизма и на възникването на хидротермалните разтвори са в основата на получаването на нееднозначните взаимоотношения между продуктите на хидротермалните промени.

При всички магматично-хидротермални брекчи, непосредствено до магматичните тела, от които те „тръгват“, хидротермалната промяна е К-силикатна (*Хаджиева 2009; Ivanov et al. 2014*). *Хаджиева 2009* описва разположението на брекчите в горните контакти на магмените тела в почти субвертикално положение. Взривното освобождаване причинява напукване на вместващите скали, като тези пукнатини се явяват проводящи канали за придвижване на първите флуиди и често се наблюдава образуване на К-силикатната промяна по жили. *Stefanova et al. 2014* коментира, че хидротермалната дейност в находище Елаците започва след внедряване на първия импулс на моноклиоритовите порфирити, с образуване на кварц-магнетитови и кварцови жили, които са придружавани от К-силикатната промяна. От казаното досега следва, че К-силикатната промяна е първият тип изменение, което възниква непосредствено след внедряването на порфиритова магма и образуването на магматично-хидротермалните брекчи. *Von Quadt et al. 2002* определят възраст на К-силикатни изменения в находището 90.55±0.8 Ма. *Strashimirov et al. 2002* и *Georgiev 2008* също се обединяват около виждането, че К-силикатната промяна е първият етап от развитието на порфирната система. Характеристиките на промяната, получени от настоящето изследване, са свързани с повишен окислителен потенциал в сравнение с Na-Ca-K-силикатната промяна, образувана е в условия близки до Mt-Nem буфер, температури на образуване между 630-730°C (отново близки до магматичните) повишени стойности на някои редки елементи (като Cr, Cu, Rb и др.) в сравнение със стойностите в Na-Ca промяна и високо K<sup>+</sup>/H<sup>+</sup> отношение. Характерна черта на вторичния биотит образуван в рамките на промяната е повишеното Mg\* отношение спрямо магматичните биотити (и спрямо вторичния биотит от Na-Ca-K-силикатната промяна), както и по-ниските стойности на Ti, които са типични и за други биотити от К-силикатна промяна в порфирни находища (*Jacobs and Parry 1979, Hendry et al. 1985, Melfos et al. 2020*). Според *Chivas 1981* и *Melfos et al. 2020* образуването на вторичен биотит в условия на висок окислителен потенциал (около Mt-Nem буфер) са типични за порфирни системи и отразяват образуване от ранни високотемпературни флуиди, което съвпада с получените резултати от настоящето изследване. Изчисленията на *Стефанова 2009* за флуидните включения съвпадат с определените от нас характеристики на промяната. Общото обединяване на скалите на REE (спрямо непроменените скали) вероятно индикира висока активност на Cl<sup>-</sup> (подобно на предложеното от *Taylor & Fryer 1980*) в тези най-ранни флуиди, още това твърдение се потвърждава и с високите



стойности на  $Cl^-$  при хидротермалните биотити от К-силикатната промяна. *Strashimirov et al., 2002* коментират висока соленост на флуидни включения от минерали асоцииращи с К-силикатна промяна.

Докато К-силикатната промяна ясно носи белези на образувана от магматични флуиди, не толкова еднозначни са характеристиките на Na-Ca-K-силикатната промяна и Na-Ca промяна. Както вече беше споменато магменото огнище представлява един топлинен източник, чието действие мобилизира различни по характер води. Импулсното освобождаване на флуид от магмата и неговото смесване с подгретите от огнището води от метаморфната подложка, които циркулират непрекъснато по периферията на купола вероятно са причината за преходните характеристики на Na-Ca-K-силикатната промяна. Част от тези характеристики са свързани с нейното образуване от среда с висок окислителен потенциал (около Ni-NiO/Mt-Hem буфер), разтвори с относително по-ниска соленост (стойностите на  $Cl^-$  във вторичните биотити са близки до стойностите за магматичните биотити), стойностите за Ва в хидротермалния биотит са преходни между ниските стойности на магматичните биотити и по-високите такива за хидротермалните биотити (характеристика изведена от *Jacobs and Parry 1979* като типична за биотит от порфирни находища) и температури близки до магматичните (около 680°C). Преходните характеристики на вторичните биотити от Na-Ca-K-силикатната промяна, вероятно индикират образуване в зоните на първична неутрализация (описана от *Giggenbach 1988, Hedenquist and Lowenstern 1994*), като близките характеристики на минералите от тази промяна (биотит и амфибол) с магматичните такива, вероятно говори за температурно и химично равновесие, между ранните освободени флуиди и вместващите скали (гранодиоритовите порфирити), а преходните характеристики на плагиоклазите ще са свързани с променящите се стойности за  $a_{Ca}/a_{Na}$  в резултат на примесването на външен флуид.

В находище Елаците за синхронното образуване на К-силикатната и Na-Ca промяна съдим по емпиричен начин, в зависимост от сложните взаимоотношения между двете изменения. Интимните взаимоотношения между двете разновидности от една страна са свързани с налагане на Na-Ca промяна върху К-силикатната промяна или обратното налагане на К-силикатната върху Na-Ca промяна, като на места двете изменения са взаимнопроникващи. *Carten 1986* споменава аналогичен случай (на този в Елаците) на сложни взаимоотношения между К-силикатната промяна и Na-Ca промяна, като според него водещо за образуването на нееднозначното поведение е импулсния характер на порфирната системата. *Melfos et al. 2020* също коментират и разглеждат сложни взаимоотношения между Na-Ca и К-силикатна промяна в порфирна система в Гърция. Авторите стигат до подобни заключения. *Dilles et al. 1995* и *Dilles & Einaudi 1992* съобщават, че Na-Ca промяна може да се появява синхронно с К-силикатна промяна, при относително високи температури, като резултат от действието на солени, немагматични флуиди, които привнасят компоненти в рудното тяло.

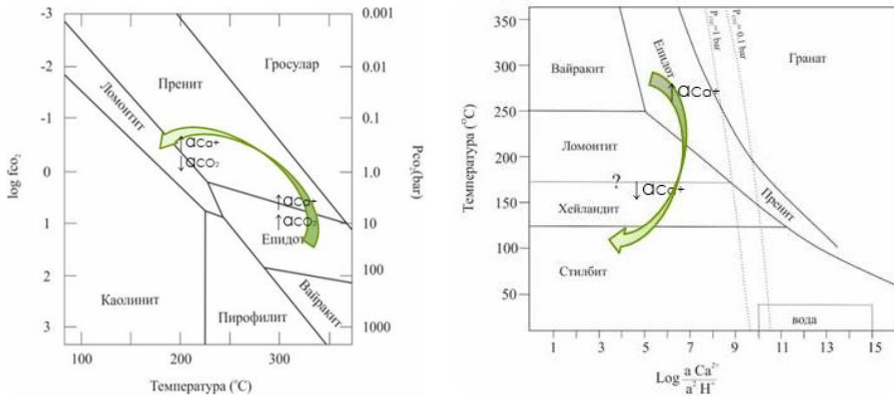
Към настоящия момент в находище Елаците проявлението на Na-Ca промяна не е голямо, а се ограничава само до няколко разкрития, но площното ѝ, а не само жилообразно присъствие говори за необходимост от значително количество флуидна фаза. За находището знаем, че най-ранните флуиди не са достатъчно богати на  $CO_2$  (по данни от *Stefanova 2014*), така че те не могат самостоятелно да образуват Na-Ca промяна. Тогава какъв е източника на флуиди за този тип изменение? Ние предполагаме, че от ключово значение за образуването на площно развита Na-Ca промяна е действието на подгретите от магменото огнище води от метаморфните скали богати на карбонатна компонента от подложката. Тези вместващи скали в находището са от основна роля, тъй като при внедряването на порфиритовите магми повишаването на температурата и освобождаването

на флуидите мобилизират  $\text{CO}_2$  от метаморфните скали на подложката и той взема основно участие при образуването на скарни, в локалната проява на Са-метасоматоза и вероятно е причина за площното проявление на Na-Са промяна. Подобни събития са описвани от редица автори (*Dilles & Einaudi 1992, Mollo et al. 2010; Deegan et al. 2010; Di Rocco et al. 2012; Lagrosen, 2020 и др*). Характеристиките на Na-Са промяна са свързани с нейното образуване в среда с по-нисък окислителен потенциал от Na-Са-К-силикатната и К-силикатната промяна (но все още висока  $f\text{O}_2$ , както става ясно от Фигура 123.), по-висок потенциал на  $\text{CO}_2$ , по-ниски температури на образуване около 294-330°C (температурните определения вероятно ще трябва да се преосмислят, тъй като хлорита, които е асоцииращ с този тип изменение е доказано по-късен и не е парагенетичен) и налягания между 0,59-1,52 kbar и 2,02-2,15 kbar. Типично е привнасянето на Na и Са в променените скали. Друга характеристика на този тип изменение е наличието на положителна Sr аномалия, вероятно резултат от изнасянето на елемента от скалите на Na-Са-К-силикатната промяна и акумулирането му в епидот и амфибол от Na-Са промяна. Характеристиките на плагиоклаз от промяната показват стойности на Ab компонент между 85-95 (96 за плагиоклаз в амфиболовите жили), които са по-високи от други измервания на плагиоклаз в Na-Са промяна в порфирни находища (*Carten 1986; Mefos et al. 2020*), което вероятно е свързано с едновременното образуване на амфибол и епидот, които концентрират част от Са в системата.

С отдалечаване от внедряващия се купол значението на магматичните флуиди намалява и по-голямо значение за образуването на хидротермалните продукти имат метеоритите и формационните води. Продължаващата еволюция на новообразуваните относително богати на  $\text{CO}_2$  флуиди получени в резултат от подгръването на метаморфитите от подложката е свързана с намаляване на фугитивността на  $\text{CO}_2$  в разтворите (при образуването на калциевите минерали) и образуването на епидотовите жили, пренитовите жили и жили със зоолити. На **Фигура 19. А.** е показана фазова диаграма за системата  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$  показваща пътя на еволюция на флуидите от източната страна на рудника, като със зелена линия е отбелязан техния ход. Става ясно, че при висока  $a_{\text{CO}_2}$  и висока  $a_{\text{Ca}}$  се образува епидот, а с намаляване на  $a_{\text{CO}_2}$ , но при все още високата  $a_{\text{Ca}}$  епидота преминава в пренит и в ломонтит. Такъв тип жили се наблюдават в И част на рудника.

В западния борд обаче, еволюцията на флуидите протича по по-различен начин и при намаляване на  $a_{\text{CO}_2}$  и намаляване на активността на  $\text{Ca}^{+2}$  не се стига до образуване на пренит, а се появява разнообразие от зоолити – ломонтит, хейландит и стилбит (доказани чрез рентгеноструктурни данни). На **Фигура 19. Б** са показани фазовите взаимоотношения спрямо намаляването на температурата и намаляване на активността на  $\text{Ca}^{+2}$ . Разликите в пътя на еволюция на новополучения флуид относително богат на  $\text{CO}_2$  от източния и западния борд на рудника вероятно се дължат на по-високото съдържание на  $\text{CO}_2$  във флуидите от източната част в резултат от по-голямо взаимодействие между флуида и вместващата подложка, както и от по-продължителното действие на магменото огнище. В своята работа *Vurne et al. 2020* свързва образуването на пренитови жили в порфирни находища с пропиловата промяна. Според настоящите данни, обаче, в находище Елаците те трябва да бъдат отнесени към късни проявления на Na-Са промяна или към проявление на Са-промяна.

Образуването на амфиболовите жили част от Na-Са промяна ще бъде по-различен процес отколкото образуването на площната промяна. В този случаи метасоматичното изменение е структурно контролирано. Напукването на скалите при експлозивното освобождаване на флуиди осигурява пътища за придвижване на разтворите и отлагане на промени по пукнатини.



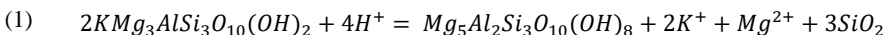
**Фигура 19.** А) Фазови отношения в системата  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$  (след *Muramatsu and Doi 2000, Bird and Spieler 2004*); Б) Фазови отношения в системата  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$  (след *Bird and Helgeson 1980, Bird and Spieler 2004*); зелената линия показва пътя на еволюция на хидротермалния флуид

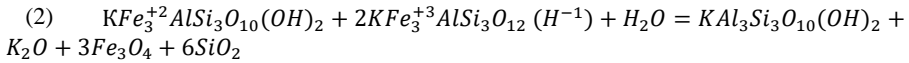
Съставът на амфиболите от жилите е силно различен от този на амфиболите от площната промяна. Техните състави богати на Mg и Cl ги приближават по-скоро до съставите на амфибол от преходната Na-Ca-K-силикатна промяна. Дълбоката отрицателна Sr аномалия в състава на амфиболите жили от Na-Ca промяна вероятно отразява тяхното образуване от флуиди с повишено значение на магматичната компонента. Присъствието на по-големи количества редкоземни елементи в състава на амфиболите жили е свързано с образуването им от разтвори със състави по-близки до тези на Na-Ca-K-силикатната промяна и вероятно по-близки до магматичните, с по-висока соленост (амфиболите от тези жили показват най-високи стойности за Cl).

Тъй като освобождаването на флуиди е многократен процес, а не еднократно събитие какво се случва при внедряване на нов порфиритов импулс и освобождаването на нови флуиди? Новата K-силикатна промяна се налага върху вече съществуваща K-силикатна промяна. Точно такъв случаи се наблюдава на х. 1000. Още по-сложна става картинката, когато върху първия импулс на K-силикатната промяна е наложена, почти синхронно образувна Na-Ca промяна, преди отлагането на втория импулс K-силикатна промяна.

Тези сложни взаимоотношения са типични за скалите от находището и вероятно в бъдеще, с откриването на повече проявления на Na-Ca промяна ще може да се внесе относително повече яснота. Частично тези сложни взаимоотношения са представени в обобщения модел по долу.

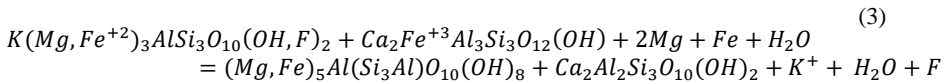
Продължаващата еволюция на магматичния флуид във вертикална посока е свързана с промяната на вторичен биотит в хлорит и серицит и образуването на K-силикатно-филитовата промяна, при повишаващото се значение на метеорната вода. За този тип промяна в находището най-характерно е образуването на хлорит, не рядко обаче се наблюдава образуването на серицит. Каква е реакцията на образуване, по която става промяната? Реакцията на промяна на биотит от хлорит е изведена от *Parry & Downey 1982* (1), а образуването на серицит от *Beane 1974* (2).





Става ясно, че за започване на хлоритизацията е необходимо консумиране на  $H^+$  и отношението на  $a_{K^+}/a_{H^+}$  трябва да е по-ниско, така че е необходима слабо по-кисела среда, което говори за участие на метеорна вода при формирането на тази промяна.  $a_{Mg^{+2}}$  се запазва висока (новообразуваните хлорити са с повишени стойности на  $Mg^*$  отношение). При завършване на промяната на биотита в хлорит с освобождаването на  $K^+$  отношението  $a_{K^+}/a_{H^+}$  за разтворите нараства. *Giggenbach 1988* в своя модел на хидротермалната система показва развитие на точно такъв тип Н-К метасоматизъм на границата с образуването на К-силикатната промяна. На **Фигура 20. А.** е показан пътя на еволюция на хидротермалния флуид спрямо изменящото се отношение на  $a_{K^+}/a_{H^+}$  и  $a_{Mg^{+2}}/a_{H^{+2}}$ . Става ясно, че след образуването на К-силикатната промяна и намаляващата  $a_{K^+}$  (но все още висока на  $a_{Mg^{+2}}$ ) се наблюдава образуване на К-силикатно-филитовата промяна, като нейното образуване още се свързва със среда с все още относително висок окислителен потенциал.

Интересен обект в рамките на този тип изменение се оказва пренит. Той се установява образуван заедно с вторичния хлорит. Присъствието му е свързано с промяна на по-рано образуван епидот в скалите на К-силикатната промяна, като понякога присъстват и независими кристали. Реакцията на образуване на пренит по епидот за находище Елаците е изведена от проф. Недялков (3) (идеализирани състави на минералите, Fe и Mg се привнасят от флуида):



Температурите на образуване на хлорит, заедно с пренит са изчислени между 270-330°C, по-високи от средните за промяната (250-270 °C).

Образуването на този пренит, вероятно е свързано с привнасяне на формационна вода (от метаморфната подложка) към магматичния флуид, което увеличава  $a_{CO_2}$  и  $a_{Ca}$  и се образуват калциеви минерали (епидот и пренит).

В находище Елаците характерното изменение в рамките на К-силикатно-филитовата промяна е образуването на хлорит за сметка на вторичен биотит, т.е. вероятно по-голямо значение за по-нататъчното развитие на системата ще има реакция 1. След образуването на К-силикатно-филитовата промяна еволюцията на магматичния флуид е свързана с образуването на кварц-серицитовата промяна, при която участието на метеорен компонент вече е значително. Освободеният  $K^+$  при хлоритизацията на вторичен биотит ще участва в изграждането на бели слюди от кварц-серицитовата промяна. Като това твърдение се потвърждава и от изследването на геохимичния състав на промяната, където прави впечатление набогатяването на  $K^+$  в скалите засегнати от кварц-серицитова промяна, спрямо К-силикатно-филитовата. Подобно е заключението на *Ford 1978* за участието на освободения  $K^+$  при процес на хлоритизация на вторичен биотит и включването му в състава на серицитовата промяна. За серицита от кварц-серицитовата промяна още е характерно по-високото съдържание на  $Cl^-$ , което вероятно е свързано с по-високата соленост на разтворите. От **Фигура 20. Б.** става ясно, че за образуването на серицит е необходимо намаляване на отношенията  $a_{Na^+}/a_{H^+}$  и  $a_{K^+}/a_{H^+}$ , което от своя страна говори за образуване в по-кисела обстановка, това се потвърждава от данните за химичния състав на серицит от тази промяна, при който ниските стойности за фенгитов компонент отразяват образуване от флуиди с по-ниско рН (*Benavides Kolind-Hansen 2017*). От данните става

ясно, че за кварц-серицитовата промяна може да се предположи образуване от солеви флуид, в условия на по-кисела среда, като се наблюдава привнасяне на  $K^+$  от еволюиращия хидротермален флуид и неговото отлагане под формата на бели слюди. По-киселата среда способства освобождаването на редки елементи и метали и тяхното пренасяне във флуидната фаза, което е видимо и от намаляващите стойности в скалите. Температурата на образуване е изчислена от *Strashimirov et al. 2002* около 260-300 °C. *Георгиев 2019* коментира, че кварц-серицитовата промяна може да бъде резултат от изцяло магматични флуиди с намаляващо  $K^+/H^+$  отношение или да бъде резултат от действието на метеорни-хидротермални разтвори.

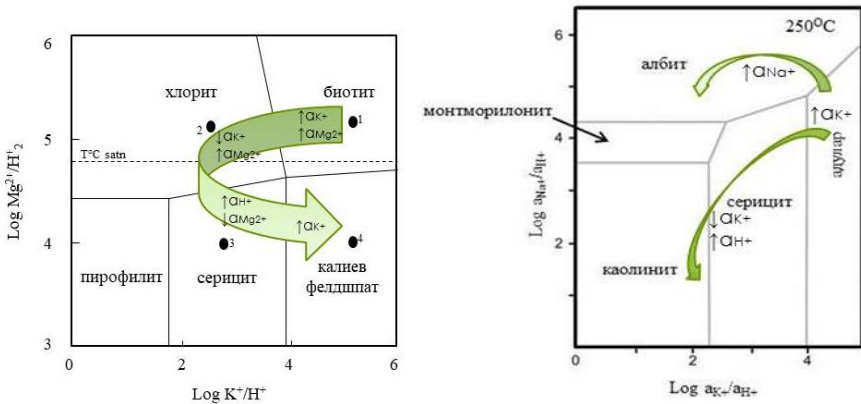
Кварц-адулар-карбонатните промени са едни от най-късните изменения в находище Елаците. Те имат ясен структурен контрол, като се наблюдават под формата на жили и гнезда в матрикса на порфиритите и гранодиортите и се характеризират с богат минерален състав.

Интересно е, че макар най-късни и жилни промени те се проследяват на големи площи и дори се следят по дължината на цели сондажи. В своята дисертация Кехайов 2005 описва присъствието на карбонат-зеолитова парагенеза (приблизително съвпадаща с кварц-адулар-карбонатната промяна), на големи площи, като според автора разпределението на този тип минерализация се свързва с реактивиране на пукнатини при последните крехки тектонски нарушения в находището. Авторът описва присъствие на адулар и епидот в периферията на жили от кварц-галенит-сфалеритовата парагенеза, които привързва към пропилитизацията. *Георгиев 2019* коментира, асоциация на кварц-галенит-сфалеритовата рудна парагенеза с късна карбонатизация.

Изчисленията на температурата на образуване на хлорит от този тип промени са около 270-300°C. От Фигура 129. ни става ясно, че за образуването на адулар е необходимо висока  $a_{K^+}$  и високо  $a_{K^+}/a_{H^+}$  отношение, докато за образуването на албит (също присъстващ на места в състава на промяна) са необходими висока  $a_{Na^+}$  и високо  $a_{Na^+}/a_{H^+}$  отношение. Тези условия ни говорят за по-високите съдържания на  $K^+$  в разтворите, като източника на този елемент, както и на  $SiO_2$ , е самата еволюираща флуидна фаза, не е изключено част от  $K^+$  да постъпва в разтворите при взаимодействието с вместващите скали. Източника на  $CO_2$  и  $S$ , които са необходими за изграждането на  $S$  минерали ще бъдат скалите от подложката, като това твърдение е подкрепено и от изотопните изследвания на  $S$  от нискотемпературните минерали. За присъствието на  $S$  в разтворите можем да съдим по наличието на сулфидни минерали (пирит, халкопирит, молибденит и др.), а от изследването за изотопните данни става ясно, че източника на  $S$  е магматичен.

Според изследването на изотопните данни за  $O_2$  прави впечатление, че източника е с метеорен произход, като това вероятно е свързано с присъствие на метеорна вода във флуидната фаза образувала кварц-адулар-карбонатните изменения. От всичко казано досега става ясно, че за образуване на кварц-адулар-карбонатните промени от основно значение ще бъде еволюцията на реликтовия магматичен хидротермален флуид (като източник на  $S$  и  $K^+$ ), неговото взаимодействие с циркулиращите метеорни води и привнасянето на  $CO_2$  и  $S$  от подгретите скали на подложката. Разнообразният състав на тази промяна, както и факта, че тя не се разкрива навсякъде с богатия си минерален състав ще бъдат резултат от променящите се отношения между трите компонента в системата и вариациите в температурата. При по-високи температури и повишен потенциал на  $a_{CO_2}$  и  $a_{Ca}$  ще се образува епидот, докато намаляването на температурата в условията на повишен потенциал на  $a_{CO_2}$  и  $a_{Ca}$  ще е причина за образуването на пренит. За разнообразния състав на карбонатните минерали отношение ще имат типа на подложката и наличието на  $Fe$ ,  $Mn$  и  $Mg$  в остатъчния магматичен флуид, при постъпването на по-големи количества от карбонатната подложка ще присъства калцит (който е най-характерен за промяната), а при

по-голямо постъпване на желязо или магнезий ще се образуват железисти и магнезиални карбонати. Както става ясно от реакции 1 и 2 при хлоритизацията на вторичните биотити се освобождават количества K, Fe или Mg, част от които вероятно също участват в този по-късен K-метасоматизъм (Георгиев 2019 също коментира, че късните парагенези с участие на адулар са резултат от K-метасоматизъм).



**Фигура 20.** А) Диаграма  $\log \text{Mg}^{2+}/\text{H}_2$  към  $\log \text{K}^+/\text{H}^+$  показваща минералното равновесие в системата  $\text{H}_2\text{O}$ -газова фаза, спрямо активността на двата катиона; зелената линия показва пътя на еволюцията на хидротермалния флуид в находището и образуването на K-силикатната промяна (1), K-силикатно-филитовата промяна (2), кварц-серицитовата промяна (3) и кварц-адулар-карбонатните промени (4); (след *Beane and Bodnar 1995*); Б) Диаграма  $\log a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}$  за системата  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{SiO}_2+\text{H}_2\text{O}$  (след *Páez et al. 2010*) зелената линия показва пътя на еволюцията на хидротермалния флуид

Пропилитовата промяна е най-слабо изучената промяна в находището, тъй като тя се развива основно извън ареала на рудника. Изследванията на химичния и минералния състав говорят за образуване от флуиди с по-редукционни условия близки до неутралните, при температури на образуване между 140-340 °C. Наличието на сулфидна минерализация може да се свърже с високата активност на сярата в разговора. Така че за този тип промяна може да се предположи, че флуидите ще бъдат с повишено значение на метеорната компонента, а магматичния флуид вероятно ще е свързан основно с действието на S. Пониските съдържания на CaO wt% спрямо непроменената скала се обясняват с присъствието на елементите в първичните минерали и неговото освобождаване при тяхната промяна, а не толкова с присъствието му в епидота от промяната. По отношение на времето на образуване на тази промяна *Георгиев 2019*, коментира едновременното образуване на пропилитовата и K-силикатната промяна. Собствените ни изследвания не потвърждават това твърдение.

### Бележки върху генезиса на скарните и „епидозитите“

За наличието на скарни в находище Елаците коментира проф. Живко Иванов в няколко индустриални доклада и устни съобщения. Каназирски (в *Popov et al. 2000*) споменават ограничено скариране около прекамбрийските-камбрийски нискометаморфни шисти и филити от Берковската група на ДФК. *Лазарова 2006, Lazarova 2008* описва образуването на скарни в контактен ореол около Веженски плутон извън рудник Елаците,

като в състава на скарните присъстват епидот и гранат. Образоването им автора свързва с внедряването на плутона.

Както вече беше споменато скарни се разкриват много рядко в ареала на находището. Тяхното присъствие се установява в скалите на хорнфелзувания разрез, като пространствено те се разполагат в близост до Веженски плутон и не е наблюдавана непосредствена връзка между скарновите тела и горнокредните магматити. Скарните са определени като екзоскарни, а според минералия си състав са гранат-епидотови. Присъствието на скарни в порфирни находище е относително често срещано, като *Sillitoe 2010* описва, че е възможно едновременното възникване на гранат-пироксенови скарни с К-силикатната промяна. Едновременното образуване на К-силикатна промяна и скарни е описано и от *Einaudi 1982 a, b*. Дали обаче скарните от находище Елаците са свързани с горнокредния порфиритов магматизъм или са образувани при внедряването на голямата херцинска гранодиоритова интрузия? По данните от *Lazarova 2008* херцинската гранодиоритова интрузия се е образувала на дълбочина от около 8-10 км, което е дълбочина не особено благоприятна за образуването на Са- скарни в порфирни находища. В модела на *Sillitoe 2010*, дълбочините за образуването на скарни свързани с този тип находища са между 1 и 5 километра. Съставът на новообразуваните гранати и някои от характеристиките на епидота могат да се корелират със съответните минерали образувани в скарни от порфирни системи. Затова условно можем да приемем, че скарните в рамките на находището са формирани главно под въздействието на горнокредния порфиритов магматизъм. Но времето на тяхното образуване, привързаността им към внедряването на палеозойския плутон или към горнокредния магматизъм и дали са възникнали едновременно с някои от импулсите на К-силикатната промяна е проблем, които не може да бъде решен с наличните данни. Това, което можем да кажем за тях е, че (по непубликувани данни на Георгиева) температурата на образуване на скарните с гранат-пироксенов термометър е около 570°C, а обмена на  $Fe^{+3}$  и  $Al^{+3}$  в структурата на гранатите вероятно индикира тяхното образуване от флуиди с висок окислителен потенциал, докато повишения алмандинов компонент ( $Fe^{+2}$ ) по периферията на някои зърна, вероятно е свързан с по-редукционни условия. Скарните са засегнати от хидротермална дейност, като в тях се установяват множество жили.

Въпреки това, обаче, както вече беше споменато, много важен момент за хидротермалната система на находище Елаците е това, че при образуването на скарните (ако се докаже, че те са свързани с горнокредния магматизъм) и/или при взаимодействието на порфиритовата магма с богатите на карбонат скали от подложката се стига до разрушаването на карбонатно вещество като за негова сметка се образуват силикати и се отделя въглероден диоксид, който преминава във флуидната фаза. Топилката е кисела и взаимодействието е плитко в земната кора, при ниско налягане, което е причината въглеродния диоксид да не се разтваря в топилката, а да преминава във флуидната фаза (хидротермалния флуид). Този флуид се отразява върху минералния състав на почти всички етапи на метасоматично образуване, включително и като образуването на чисто епидотови жили, вътре в самите скарните.

Подобен механизъм на образуване, вероятно, е този свързан с възникването на епидозитовите тела, продукт на локална Са-метасоматоза в хорнфелзувания разрез. Минералният състав на тези скали говори за относително по-висока активност на Са и по-ниска на  $CO_2$ . Изоморфното заместване на  $Fe^{+3}$  и  $Al^{+3}$  в състава на епидотите от епидозитовите тела предполага висок окислителен потенциал, а за високата активност на сулфидната сяра може да съди по наличието на обилна сулфидна минерализация.

В модела представен по-долу позицията на скарните е условна (тъй като към този момент не е разкрита горнокредна дайка в близост до тях), след направата на

допълнителни изследвания ще се внесе яснота относно времето на тяхното образуване и ще бъде преосмислено тяхното положение.

### **Модел на хидротермалната система на находище Елаците**

Моделът представя внедряване на горнокредни порфирити, като е представен в два етапа, спрямо една от най-значимите характеристики на магматизма в находището: първи етап на издигане на порфиритовия купол и експлозивното освобождаване на флуиди и втори етап на удълбочаване на фронта на освобождаване на флуиди.

Началото на хидротермалната система започва с експлозивното освобождаване на флуиди и образуването на магматично-хидротермалните брекчи (**Фигура 21. А**). Напукването на скалите в резултат от това освобождаване осигурява пътица за придвижване на най-ранните флуиди. К-силикатната промяна е първият тип изменение, което възниква, като първоначално тя се формира около пукнатини, а с увеличаване на интензитета на промяна и с площно разпространение. В страни от нея, непосредствено по периферията на купола, където действат магматичните флуиди с висока соленост и температура, образуваните пукнатини във вместиачите скали се явяват проводящи канали за формиране на амфиболовите жили.

През цялото време магменото огнище подгръва скалите от подложката, като по този начин се образуват непрекъснато циркулиращи формационни и дълбоко проникнали метеорни води. С отдалечаване от купола и смесване на магматичните флуиди с формационните води, се формира Na-Ca-K-силикатната промяна, която носи своите белези на образувана от преходен флуид, с повишено значение на магнения компонент.

Отдалечаването от купола, намалява значението на магмените флуиди за образуване на метасоматити, но действието на магменото огнище като топлинен източник продължава и така в тела от по-рано образувани горнокредни порфирити се формира Na-Ca промяна, под действието на циркулиращите формационни води.

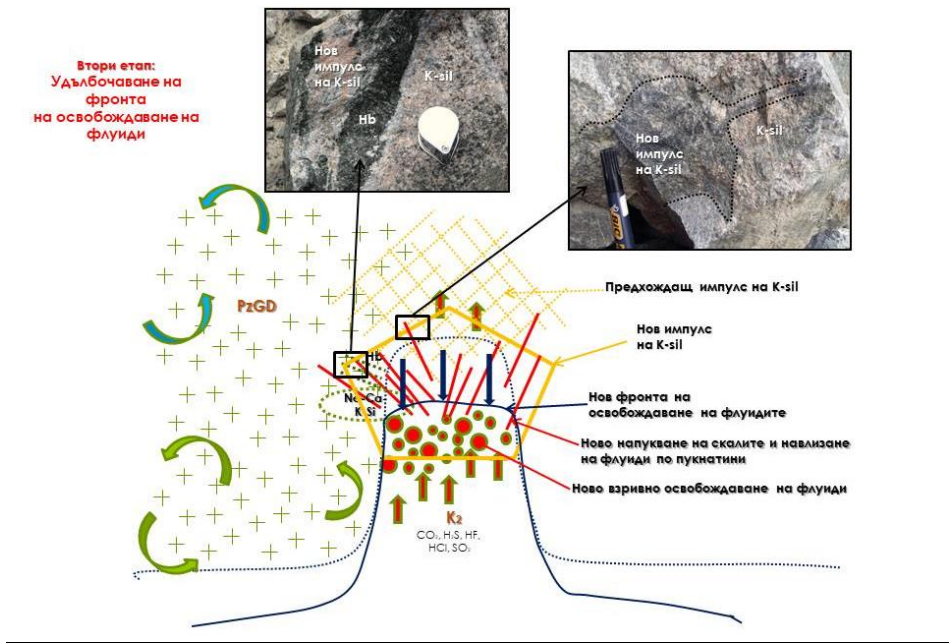
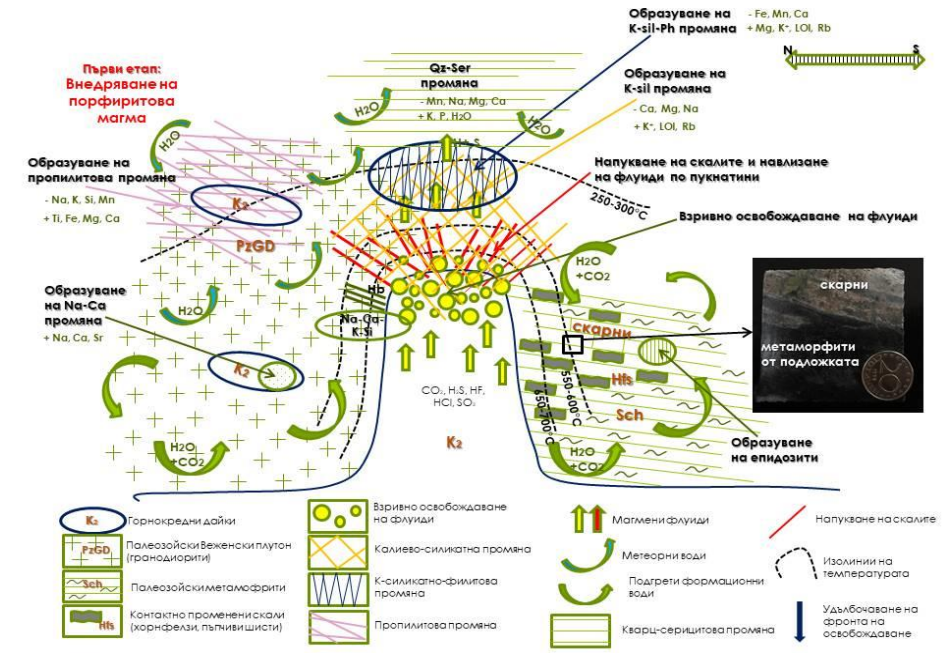
В хорнфелзувания разрез, непосредствено в близост до контакта с (порфиритовата) магмата, се образуват скарни. Тяхното присъствие засега е ограничено и контакт с магматитите не се наблюдава. Но наличието на гранат, пироксен и епидот в тях, както и температури на образуване около 570°C, говорят за непосредствената им близост до магмените тела. С отдалечаване от купола, действието на формационните флуиди води до образуването на локална проява на относително по-нискотемпературна Ca метасоматоза („епидозити“). Тези тела се развиват неравномерно в хорнфелзите, а богатия на Ca минерален състав е продукт от привнасянето на елемента от формационния флуид.

Продължаващата еволюция на магмените флуиди във вертикална посока и смесването им с метеорните води, дава като резултат образуването на K-силикатно-филитовата промяна. В голямата степен характеристиките на новообразуваните минерали унаследяват характеристиките на първичните/вторични минерали, по които те се развиват, като при промяната на вторичния биотит в хлорит/серицит се освобождава  $H^+$ , който подкиселява средата и намалява  $a_{K^+}/a_{H^+}$  отношение, температурата им на образуване е около 260-300°C.

В страни от действието на магматичните флуиди се образува пропилитовата промяна под действието на почти изцяло метеорни води. От наличните данни не може да се определи времето на образуване на тази промяна и връзката ѝ с останалите изменения, но за нея са характерни температури на образуване около 260-280°C и относително по-ниско  $a_{K^+}/a_{H^+}$  отношение.

Във вертикална посока след образуването на K-силикатно-филитовата промяна окислителния потенциал на флуидите намалява още, отношението на компонентите във флуидната фаза (магнения и метеорния) се променя, а свободният  $H^+$  и привноса на  $H_2O$  от метеорната води, води до възникването на кварц-серицитовите промени, които се





**Фигура 21.** А) Модел на магматично-хидротермална система на находище Елаците, първи етап внедряване на горнокредна порфирирова интрузия; Б) Втори етап от развитието на магматично-хидротермалната система свързан с удълбочаване на фронта на освобождаване на флуиди

образуват преобладаващо от действието на метеорни води с ниско  $a_{K_2}/a_{H_2O}$  отношение, докато магмените флуиди продължават да имат своето значение основно за пренасянето на S и (частично на) Fe.

Едно от последните изменения, които се наблюдават в находището е кварц-адулар-карбонатната промяна. Тя е структурно контролирана и се наблюдава наложена върху всички по-рано образувани изменения на скалите. В модела по-долу не е представена. Поради слабото си разпространение и ясен структурен контрол аргилизитоподобното изменение също не е представено.

**Фигура 21. Б.** представя втори етап от развитието на магматично-хидротермалната система в находището, който е свързан с удълбочаване на фронта на освобождаване на флуидите. Този етап започва като предишния, с издигането на флуиди от огнището към високите части на купола. Това, обаче се случва на по-ниско хипсометрично ниво. Превишаването на флуидното налягане в магмата над литостатичното води до ново експлозивно освобождаване на флуиди и ново образуване на магматично-хидротермални брекчи, като това е свързано с ново проявление на K-силикатна промяна промяна. Този нов импулс на промяната се налага на вече образуваната K-силикатната промяна (от предишния импулс). Това е показано на снимката в дясно на **Фигура 21. Б.** Минералният състав на промяната не се различава съществено от предишния и условията на неговото образуване са подобни. Новият импулс на промяната засяга и другите по-рано образувани изменения, като се наблюдава налагане върху амфиболовите жили (снимката в ляво на **Фигура 21. Б.**), а с нарастване на интензитета на промяна се стига до налагане върху K-силикатно-филитовата промяна (образувана при предходния импулс). По този механизъм в находището се обяснява налагането на по-високотемпературни върху понискотемпературни промени. Еволюцията на флуидите свързани с този нов импулс не се различава от еволюцията на предходния. В средата продължава циркулацията на формационни и метеорни води и придвижването на магмения флуид във възходяща посока, като това се случва на все по-ниски хипсометрични нива.

В заключение можем да кажем, че импулсния характер на магматизма, наличието на разнообразни по състав горнокредни порфирирови дайки, прекъснато-непрекъснатия характер на хидротермалната система, разнообразните и променящи се характеристики на флуидите, вероятно са причината за образуването на множеството особености на хидротермалните скали и техния богатия минерален състав.

### **Заклучение върху характеристиките на хидротермалната система**

Хидротермалната система в находище Елаците има прекъснато-непрекъснат характер. Прекъснатият характер е свързан с импулсното, взривно освобождаване на магматичните флуиди, като този характер на системата се определя и от неколkokратните импулси на внедряване на порфирирови магматични фази. Непрекъснатият характер на хидротермалната система е свързан с магматичното тяло, когато то се разглежда като топлинен източник, който подгръва формационни и метеорни води и ги активира за издигането им към повърхността, като този механизъм действа постоянно, докато магмата излъчва достатъчно топлина. Системата има променящи се и еволюиращи характеристики във вертикално и латерално направление, с отдалечаване от магменото тяло, източник на магматичните флуид. Измененията са свързани главно с променящите се количествени съотношения между магматичните и немагматичните (формационни и метеорни) води, с

изменения в температурата и налягането. Прекъснато-непрекъснатият характер на хидротермалната система и неколкостепенното освобождаване на магматични флуиди водят до наслагване на едни хидротермални промени върху други, особено, когато става дума за налагане на по-високотемпературни промени върху по-нискотемпературни такива. „Новите“ за находището Na-Ca, Na-Ca-K-силикатна и Ca промени (скарни и „епидозити“) са индикаторни за достигане на по-дълбоки части на хидротермалната система в източната (ЮИ) част на находището. За почти едновременното образуване на Na-Ca-K-силикатната промяна, Na-Ca промяна, K-силикатната промяна и Hb жили говорят сложните взаимоотношения и обмяна на елементи между техните продукти.

### **Заключения върху разпространението и особеностите на променените скали**

**Na-Ca-K-силикатна промяна** е рядко срещано изменение характерна за порфирити от И част на рудника. Образувана е в условия на висок окислителен потенциал, висока температура, вероятно в зони на неутрализация непосредствено разположени до издигащата се порфиритов купол. **Na-Ca промяна** е образувана в резултат от действието на подгрети флуиди при внедряването на порфиритовата магма в карбонат съдържащите метаморфити от подложката. По този начин се образуват относително богати на CO<sub>2</sub> формационни води, които привнасят CO<sub>2</sub> и Ca в скалите и са причина за образуването на калциевите минерали в рамките на промяната. Флудите се характеризират с високо  $a_{Na+}/a_{K+}$  отношение, относително висок окислителен потенциал. **Ca метасоматоза** е проявена в находището чрез образуване на скарни и „епидозити“. Те имат ограничено проявление в Ю-ЮИ части на рудника, където са образувани в резултат от контактното взаимодействие между магматитите и вместващите карбонат-съдържащи метаморфити. Минералният състав на скарните ги определя като гранат-епидотови, а близостта им до магматичните тела като реакционни. „Епидозитите“ са екзотично проявление на Ca метасоматоза, което се разкрива само локално на няколко места в И част на рудника. Техният състав е представен от Ca минерали, които са образувани в условия на висока  $a_{Ca}$  и висока  $a_{CO_2}$ . **K-силикатната промяна** е една от най-широко разпространените разновидности на метасоматичните скали. Установени са две петрографски различни разновидности - доминирана от вторичен биотит и доминирана от калиев фелдшпат. Флуидите образували промяната са високотемпературни и имат висок окислителен потенциал около Mt/Нem буфер. Характеристиките на промяната са типични за образувана в порфирни системи. **K-силикатно-филитовата промяна** е най-разпространеното изменение в находището, което се наблюдава във всички литоложки разновидности. Характеризира се с образуване на хлорит и серицит по вторичен биотит, като са установени две петрографски различни разновидности: с преобладаване на хлорит и с преобладаване на серицит. Образувана е в условия на все още относително висок окислителен потенциал и висока соленост на разтворите, при температури около 250-300°C. В състава на промяната се установяват множество прилики с подобен тип изменения образувани в порфирни находища. **Кварц-серицитовата промяна** е характерна за порфиритите, изменението е структурно контролирано, като проявлението ѝ е с различна интензивност. Направеният масбаланс показва характеристики типични за тази промяна образувана в порфирни системи. Образуването на **кварц-адулар-карбонатните промени** е свързано с късен K-метасоматизъм, при който основно значение има действието на три компонента в разтворена –магматичен флуид, наличие на метеорна вода и присъствие на формационни води (относително богати на CO<sub>2</sub>). Действието на трите компонента се проявява като богат и разнообразен минерален състав. Повишеното присъствие на адулар отделя по-високо температурен фациес (адуларов), а по-нискотемпературния фациес ще се бележи от присъствието на зеоли и карбонат (зеолит-карбонатен). **Аргилизитоподобното**

изменение има ясен структурен контрол в находището и се установява само около жили. **Пропилитовата промяна** в находището носи белези на типична за медно-порфирни находища.

### **Заклучения върху минераложките и геохимични особености на вторични минерали**

Изследваните вторични **биотити** от К-силикатната промяна и от Na-Ca-K-силикатната промяна се различават по своето Mg\*отношение, по-високо за биотит от К-силикатната промяна. Диагностичен белег на хидротермалните биотити от двата типа промени, по който ясно се различават от магматичните такива (освен повишената магнезиалност), е намаляващото съдържание на Ti и Ba. Образоването на **хлорит** в находището е свързано с няколко различни типа промени на скалите, като минералите се различават по Fe\* отношение. Съставът на хлорита до голяма степен отразява състава на първичните/вторични минерали, по които се развиват (най-вече хлорит от К-силикатно-филитовата и пропилитовата промяна), затова използването му като минерал вектор за търсене на зони на промяна в находището трябва да става с изключително внимание. В скарните и епидозитите съставът на **плагноклаз** е представено от почти чист анортит. Вариациите на  $a_{Na}$  и  $a_{Ca}$  в разтворите са отговорни за преходния характер на плагноклаза от Na-Ca-K-силикатната промяна. Вторичните **калиеви фелдшпати** от К-силикатната промяна показват характеристики на типични образувани в порфирни системи, като не се наблюдават вариации в съставите на минерала от различните импулси на промяната. Вторичен **амфибол** присъства в състава на Na-Ca промяна, Na-Ca-K-силикатната промяна и епидозитите. Новообразуваните минерали се различават по своето Mg\* отношение – най-високо за амфибол от амфиболовите жили (Hb 1-3 от Na-Ca промяна), които са определени като богати на Cl амфиболи. Съставът на тези амфиболи силно се различава от остналите амфиболи от промяната, но наподобява състава на амфибол от Na-Ca-K-силикатната промяна и вероятно говори за тяхното образуване от флуиди с повишена соленост. Изследването на състава на **епидот** от променените скали показва, че поради широкото си разпространение и специфични особености в химизма е удачно неговото приложение като минерал вектор за установяване на различни зони на промяна в находището. Това, обаче трябва да става с особено внимание, тъй като неговия състав в голяма степен отразява състава на първичните минерали, по които се развива (особено на епидот от пропилитовата промяна). Присъствието на **пренит** бележи повишената активност на CO<sub>2</sub> и Ca в разтворите, като в случая с К-силикатно-филитовата промяна и Na-Ca-K-силикатната промяна това е индикатор за смесването на магмените флуиди с циркулиращите формационни води от подгрятата метаморфна подложка. В кварц-адулар-карбонатните промени присъствието на пренит се свързва с понижение на температурата. **Титанит и рутил** се образуват често като продукт на преобразуването на първичен биотит и/или вторични минерали или като самостоятелни зърна. В състава на **карбонатите** преобладава калцита. Образоването на зонални карбонатни жили е наблюдавано в западната част на находището, като пълнежа им е представен от калцит в централните части, а периферията е изградена от разнообразни железисти и магнезиални карбонати. Присъствието на **анхидрит** в К-силикатната промяна говори за повишен окислителен потенциал по време на образуването на промяна и наличие на сулфатна сяра. Разнообразният състав на **зеолитите** от кварц-адулар-карбонатните промени е резултат от променящите се отношения между трите компонента на флуидната фаза и разликите в активността на  $a_{Na}$  и  $a_{Ca}$ , които произлизат от това. Химизмът на **гранат** от скарните е типичен за свързани с порфирни системи (гросулар-андрадит).

### **Заклучения върху изчисляването на интензитета на промяна**

От направените изчисления за „Индексите на промяна“ може да се заключи, че при съпоставянето на два параметъра разграничаването на зоните на промяна за скалите в находище Елаците е възможно за трите най-често срещани хидротермални промени – К-силикатна, К-силикатно-филитова и кварц-серицитова, т.е. е удачно неговото използване като геохимичен индикатор за увеличаване на интензитета на промяна. От направените съпоставки за **Rb/Sr отношение** в променените скали става ясно, че то може да се използва като индикатор за намиране на зони на промяна в почти всички разновидности на метасоматитите, като в случаите на Na-Ca-K-силикатна, К-силикатна, К-силикатно-филитова и кварц-серицитова промяна високото Rb/Sr отношението индикира увеличаване на интензитета на промяна, а в случаите на Na-Ca промяна неговите по-ниски стойности са свързани с повишаване на интензитета.

Моделът на магматично-хидротермалната система на находище Елаците представлява съвкупност на новополучените данни и предхождащи изследвания и събира в обобщен вид по-голямата част от изведените характеристики за флуидите. Моделът позволява подобрения.

## Приноси

1. Предложени са някои нови наименования на променените скали в находището.
2. Определени са нови разновидности на хидротермалните промени на скалите в находището, които допълват описанията до момента най-разпространени изменения.
3. Описани са детайлни петрографски различия в скалите на К-силикатна промяна, К-силикатно-филитовата промяна, кварц-серицитовата промяна и кварц-адулар-карбонатните промени, които са нови за находището.
4. Направените изследвания върху елементния състав на променените скали (главни и редки елементи), допълват съществуващите и дават нови сведения за състава на хидротермалните метасоматити от района.
5. Данните от изследването на химичния състав на вторичните минерали с електронно микросондов апарат и LA-ICPMS са нови за находището.
6. Дадени са първи характеристики на минералите от скарни, от Na-Ca промяна и Na-Ca-K-силикатната промяна в находището.
7. Na-Ca и Na-Ca-K-силикатната промяна са описани детайлно за пръв път в медно-порфирно находище в България.
8. Направен е масбаланс за привнос-износ на елементите за всички променени скали, разкриващи се в ареала на находището.
9. Изведени са „индекси на промяна“ и Rb/Sr отношение за най-разпространените разновидности на метасоматитите и са оценени възможностите за тяхната употреба при търсенето на зони на интензивна промяна.
10. Изследванията на състава на леките изотопи на C, O, S в нискотемпературни минерали от находището представляват нови данни, върху които могат да се продължат бъдещи по-задълбочени изотопни изследвания.
11. В процеса на работа са получени нови сведения за температурата и наляганятията на образуване на различните променени скали.
12. Обобщеният модел на хидротермалните промени на скалите дава добра представа за развитието на магматично-метеорната хидротермална система на находището и представя сложните взаимоотношения между нейните продукти. В същото време моделът позволява подобрения.

## Благодарности

Първото „Благодаря“ е за моя ръководител проф. д-р Недялков. Една дума не стига да побере цялата ми признателност и уважение към него, надявам се той да знае това. С него работим заедно повече от 10 години и аз общо взето всеки път отивам при него с купища въпроси и си тръгвам с разбрани и не дотам разбрани отговори (понякога и с нравоучения). Казвала съм му „Благодаря“ десетки пъти, може би дори повече. Винаги, когато си мисля за съвместната ни работа, в главата ми се върти само една дума, която в себе си събира уважение и признателност... и тази дума е Учител. В най-хубавия си и чист смисъл, който може да носи, мисля, че това описва най-добре отношението на Професора към мен.

Професоре, Вие ме научихте на много, показвахте ми много, казахте ми много и ако съм запомнила и една десета от всичко... аз знам много. Казахте ми „*Нашата наука е толкова интересна и вдъхновяваща, че не ѝ е нужно нищо повече, освен просто да я покажеш на всички*“. Дано някой ден да мога да разбера всичко което ми казахте, дано да мога да го приложа на практика. В крайна сметка, знам поне едно... Вие за мен сте човек посветен на професията си, пример за учен на световно ниво и сърдечен учител. Затова разбирате, че не мога да кажа само едно Благодаря... то не стига... и все пак, с цялата признателност, която имам... Благодаря, Учителю!

Благодарност изразявам на проф. д-р Цвета Станимирова за помощта ѝ през годините, за положителното отношение и дискусиите. На проф. д-р Филип Мачев съм благодарна за помощта при изпращането на пробите в Германия. На доц. д-р Тания Стоилкова благодаря за изготвянето на мокър силикатен анализ. На Блага Попова съм особено признателна за помощта при изготвянето на дюн шлифите. На спец.-геолог Веселина Накова съм благодарна за заснемането и разчитането на праховите рентгенови дифрактограми. На всички останали колеги, от катедра „Минералогия, Петрология и Полезни изкопаеми“ към Геолого-географски факултет на Софийски университет съм изключително благодарна за позитивното отношение през годините, за коментарите, дискусиите, забележките и насърчаването. Изразявам благодарност на колегите от Геологически институт, които ме подкрепиха по пътя на написването на дисертацията и ми оказаха помощ за аналитичната работа, проф. д-р Ирена Пейчева, д-р Елица Стефанова, д-р Митко Попов и всички останали колеги от Института, които ме насърчаваха да завърша. На колегите от рудник Елаците, които ми осигуриха достъпа до находището, оказаха ми финансова подкрепа и помощ при теренната работа, съм силно признателна. Признателност изказвам и на Христо Станчев от Евротест Контрол за изготвянето на електронно микросондовите анализи. На колегите от групата на доц. д-р Невен Георгиев, които работят в находище Елаците, съм особено признателна за цялата оказана помощ по време на теренната работа, за възможността да работя по техни материали и достъпа до огромното количество научна информация, включена в индустриални доклади, която те са събрали през годините. Силно благодаря! Благодарност дължа на Иван Крумов за неговите коментари и дискусии. На колегите д-р Ралица Събева, д-р Данаил Йовчев и д-р Стефан Велев съм благодарна за полезните съвети, за подкрепата и приятелското отношение през годините. На моите приятели докторанти, които създадоха приятна и ползотворна среда за работа, с които делихме не просто една стая, а мечти, копнежи, неволи, ядове и радости, Цветомила Владинова и Милена Вецева, с обич благодаря!

И накрая (но съвсем НЕ по значимост) сърдечно искам да благодаря на моите родители, семейство и близки. Без всеотдайната им подкрепа, търпение, любов и насърчаване, дисертацията ми нямаше да съществува. Те стоят зад всяка моя крачка, зад всяко мое решение и ме карат да се чувствам обичана. Смятам, че всеки дължи по нещо на своето семейство, но аз чистосърдечно мога да кажа, че им дължа всичко (включително и здравия си разум)! Специална благодарност дължа на Иван Митов, който ме изтърпя през годините и по неговия си особено критичен начин постоянно държи съзнанието ми будно. Обичам ви и с цялото си същество ви Благодаря!

## Публикувани материали във връзка с дисертацията

1. **H. Georgieva**, R. Nedialkov “Peculiarities of the K-silicate alteration in the Elatsite porphyry-copper deposit, Bulgaria” *Geosciences*, 2016, 57-58;
2. **H. Georgieva**, R. Nedialkov “Chlorite from Elatsite PCD, as a mineral vector” proceedings in „Goldshmidt”, 2017
3. **H. Georgieva**, R. Nedialkov “Geochemical Characteristics of igneous and hydrothermal biotites from Elatsite porphyry-copper deposit, Bulgaria *Geosciences* 2017, 51-52
4. **H. Georgieva**, R. Nedialkov “Comparative study of K-feldspars from different hydrothermal alterations in rocks from Elatsite PCD, Bulgaria” *REVIEW OF THE BULGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY*, 79, 3, 2018, 47–48.
5. **H. Georgieva**, R. Nedialkov “Epidotes in different rock alterations from Elatsite PCD, Bulgaria” ” proceedings in „Goldshmidt”, 2019
6. **H. Georgieva**, R. Nedialkov, I. Krumov “Hydrothermal amphiboles from Na–Ca and Na–Ca–K–Silicate alterations: An example from Elatsite porphyry copper-gold deposit, Bulgaria” *PROCEEDINGS OF THE GEOLOGICA CARPATHICA 70 CONFERENCE*, 65-68, 2019.
10. **H. Georgieva**, R. Nedialkov “Chemistry of chlorite from the K-silicate-sericitic alteration in Elatsite porphyry Cu-Au deposit, Bulgaria” *REVIEW OF THE BULGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY*, 82, 3, 2021, 52–54.
11. **H. Georgieva**, R. Nedialkov “Propylitic vs sodium-calcium alterations: comparative analysis of hydrothermal epidote and chlorite into the Elatsite porphyry Cu-Au deposit, Bulgaria” Proceeding in XXII International Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, Plovdiv, 2022
12. **H. Georgieva**, R. Nedialkov, E. Stefanova, G. Milenkov, I. Krumov, N. Georgiev ”Preliminary data on the mineral chemistry of garnet from the skarn alteration associated with the Elatsite porphyry-copper gold deposit, Bulgaria” *REVIEW OF THE BULGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY*, 84, 3, 31-34, 2023,.